



معصومه دلبری^۱
محمد بوستانیان^۲
پیمان افراسیاب^۳

بررسی تغییرات مکانی-زمانی و پهنه‌بندی سطح آب زیرزمینی آبخوان کوهپایه-سگزی (استان اصفهان) با استفاده از روش‌های زمین‌آماری

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۰۲/۱۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۰۴/۲۵

چکیده

آب زیرزمینی منبع اصلی تأمین نیازهای کشاورزی بخصوص در مناطق خشک و نیمه‌خشک محسوب می‌شود؛ بنابراین داشتن یک کشاورزی پایدار نیازمند مدیریت و برنامه‌ریزی دقیق در مورد نحوه استفاده از این منابع است که این خود مستلزم داشتن شناخت کافی در مورد تغییرات مکانی سطح آب زیرزمینی در یک دوره زمانی مشخص است. از آنجا که روش‌های آمار کلاسیک قادر به در نظر گرفتن ارتباط مکانی موجود بین مشاهدات سطح آب زیرزمینی نیستند، از روش‌های زمین‌آماری برای بررسی تغییرات مکانی و پهنه‌بندی تراز سطح آب زیرزمینی استفاده می‌شود. در این مطالعه ابتدا از نیم‌تغییرنا جهت بررسی تغییرات مکانی داده‌های سطح آب زیرزمینی مربوط به ۵۹ حلقه چاه در آبخوان کوهپایه-سگزی (استان اصفهان) استفاده گردید. آنالیز نیم‌تغییرنا برای داده‌های سطح آب زیرزمینی سال‌های ۱۳۸۱ تا ۱۳۸۸، به مدت ۷ سال و برای ماه‌های تر (اردیبهشت) و خشک (مهر)، انجام گرفت.

E-mail: mas_delbari@yahoo.com

۱- دانشیار گروه مهندسی آب، دانشکده آب و خاک، دانشگاه زابل.

۲- دانش‌آموخته کارشناسی ارشد رشته منابع آب، دانشگاه زابل.

۳- دانشیار گروه مهندسی آب، دانشکده آب و خاک، دانشگاه زابل.

همچنین روش کریجینگ جهت میان‌یابی سطح آب زیرزمینی در کل منطقه مورد مطالعه به کار برده شد و نتایج به دست آمده با نتایج حاصل از روش وزن‌دهی عکس فاصله مقایسه گردید. بر اساس نتایج حاصله از این تحقیق، مناسب‌ترین مدل نیم‌تغییرنمای سطح آب در تمام دوره‌ها، مدل کروی بود. همچنین نسبت اثر قطعه‌ای به آستانه $(C_0/Sill)$ نیم‌تغییرنما نشان داد که در تمام سال‌ها و برای دو دوره خشک و تر، ارتباط مکانی قوی، بین داده‌های سطح آب زیرزمینی برقرار است. کم‌ترین فاصله تأثیر نیم‌تغییرنما (۳۶۸۵۰ متر) مربوط به ماه تر سال آبی ۱۳۸۱-۱۳۸۲ و بیش‌ترین شعاع تأثیر (۴۰۲۲۰ متر) متعلق به ماه خشک سال آبی ۱۳۸۶-۱۳۸۷ می‌باشد. نتایج ارزیابی متقابل تخمین سطح آب زیرزمینی حاکی از دقت بیش‌تر روش کریجینگ نسبت به روش وزن‌دهی عکس فاصله بود. بر اساس نقشه‌های تولید شده سطح آب زیرزمینی، پایین‌ترین تراز سطح آب در جنوب شرقی آبخوان می‌باشد و بالاترین تراز سطح آب در مرکز، جنوب و جنوب‌غربی آبخوان دیده می‌شود.

کلید واژه‌ها: سطح آب زیرزمینی، همبستگی مکانی، نیم‌تغییرنما، کریجینگ، میان‌یابی.

مقدمه

آب زیرزمینی منبع اصلی تأمین نیازهای کشاورزی، شرب و صنعت، بخصوص در مناطق خشک و نیمه‌خشک محسوب می‌شود (نایاک و همکاران^۴، ۲۰۰۶؛ کومار و رمادوی^۵، ۲۰۰۶؛ احمدی و صدق‌آمیز، ۲۰۰۷: ۲۷۷). از طرفی نیاز آبی گیاهان در مناطق خشک و نیمه‌خشک بسیار بیش‌تر از مناطق معتدل است. به‌عنوان مثال برای تولید یک کیلوگرم حبوبات در مناطق معتدل به کم‌تر از ۰/۵ مترمکعب آب نیاز است، در حالی که برای تولید همین مقدار محصول در مناطق خشک و نیمه‌خشک، به ۱/۵ تا ۲/۵ مترمکعب آب نیاز است (فیچ^۶، ۲۰۰۱؛ سمیدیمایا و شیاتی^۷، ۲۰۰۲: ۱۶۱). نیازهای خانگی و صنعتی نیز هر روز رو به افزایش است. همه این موارد، اهمیت مدیریت درست منابع آب زیرزمینی را نشان می‌دهد. از طرفی مدیریت خوب و کارآمد منابع آب زیرزمینی مستلزم داشتن شناخت کافی از تغییرات مکانی- زمانی آب زیرزمینی در سطح منطقه مورد مطالعه می‌باشد. معمولاً اندازه‌گیری و پایش سطح آب زیرزمینی تنها در تعداد معدودی چاه مشاهده‌ای صورت می‌گیرد. روش‌های زمین‌آماری روش‌های مناسب و

4- Nayak et al.

5- Kumar and Remadevi

6- Fitch

7- Smedema and Shiati

شناخته شده‌ای جهت شناخت تغییرات مکانی و پیش‌بینی سطح آب زیرزمینی در نقاط فاقد آمار به‌شمار می‌روند (دلبری و همکاران، ۱۳۸۹: ۳۶۰). در زمین‌آمار برخلاف آمار کلاسیک که قادر به در نظر گرفتن توزیع مکانی سطح آب زیرزمینی نیست، موقعیت چاه‌های مشاهده‌ای نیز در فرآیند تخمین لحاظ می‌گردد؛ بنابراین فرآیند تخمین زمین‌آمار شامل دو مرحله اصلی است. ابتدا همبستگی مکانی بین داده‌های متغیر موردنظر مانند عمق آب زیرزمینی، توسط نیم‌تغییرنما مدل می‌شود. سپس مدل ساختار مکانی در سیستم معادلات انواع روش‌های زمین‌آمار کریجینگ برای میان‌یابی مقادیر متغیر در نقاط فاقد آمار مورد استفاده قرار می‌گیرد. تاکنون زمین‌آمار در بسیاری از علوم زمینی مورد استفاده قرار گرفته و ویژگی‌های منحصربه‌فرد آن مورد مطالعه قرار گرفته است. روش کریجینگ برای ارزیابی و بهینه کردن شبکه پایش آب زیرزمینی در مطالعات مختلف مورد استفاده قرار گرفته است (الآ و دیویس^۸، ۱۹۹۹؛ تنکین و لارسن^۹، ۲۰۰۲: ۱۸۵؛ کامرون و هانتز^{۱۰}، ۲۰۰۲: ۶۲۹). الآ و دیویس (۱۹۹۹) از روش کریجینگ برای برآورد ارتفاع سطح آب زیرزمینی در محل هر چاه مشاهده‌ای پس از حذف موقتی مقدار واقعی آن از مجموعه داده‌ها استفاده کردند. هدف آن‌ها تعیین میزان خطا در مقدار سطح آب و یا مشخص کردن محل‌های با عدم قطعیت بیش‌تر بوده است؛ و لاتینپولس^{۱۱} (۲۰۰۶: ۹۹۱) نیز به‌طور موثری از روش کریجینگ همراه با تحلیل آماری داده‌های سطح آب زیرزمینی برای بهینه کردن شبکه پایش آب زیرزمینی استفاده کردند. همچنین محققان زیادی از انواع روش‌های کریجینگ برای برآورد عمق یا ارتفاع سطح آب زیرزمینی استفاده نموده‌اند. احمدی و صدق‌آمیز (۲۰۰۸: ۳۵۷) از دو روش کریجینگ معمولی (OK)^{۱۲} و کوکریجینگ (COK)^{۱۳} برای تخمین عمق آب زیرزمینی در دشت داراب استان فارس استفاده کردند. در شرایط غیرایستایی عمق آب زیرزمینی از روش‌های کریجینگ باقی‌مانده (RK)^{۱۴} و کریجینگ عمومی (UK)^{۱۵} برای مدل کردن جریان آب زیرزمینی استفاده می‌گردد (کومار و احمد^{۱۶}، ۲۰۰۳: ۱۸۸؛ زانگ و همکاران^{۱۷}، ۲۰۰۳: ۲۸۹). سان و همکاران^{۱۸} (۲۰۰۹: ۱۱۶۳) روش‌های میان‌یابی غیر زمین‌آمار و زنده‌ی عکس

8- Olea and Davis

9- Tonkin and Larson

10- Cameron and Hunter

11- Theodossiou and Latinopoulos

12- Ordinary Kriging

13- Cokriging

14- Residual Kriging

15- Universal Kriging

16- Kumar and Ahmed

17- Zhang et al

18- Sun et al.

فاصله (IDW)^{۱۹} و تابع پایه شعاعی (RBF)^{۲۰} را با روش‌های زمین‌آماری OK، کریجینگ ساده (SK)^{۲۱} و UK، برای تخمین مقادیر عمق آب زیرزمینی در شمال‌غربی چین مورد مقایسه قرار دادند. بر اساس نتایج حاصله، روش SK بهترین روش میان‌یابی عمق آب زیرزمینی شناخته شد. در مطالعه دیگری روش‌های OK و IDW با روش رگرسیون خطی چند متغیره (MLR)^{۲۲} که در آن متغیرهای محیطی و ژئوفیزیکی به‌عنوان متغیرهای کمکی در نظر گرفته شده بودند، برای پهنه‌بندی عمق آب زیرزمینی مورد مقایسه قرار گرفت (بوچانان و تریانتافیلِس^{۲۳}، ۲۰۱۰: ۸۰). دلبری و همکاران (۱۳۸۹: ۳۵۹) روش‌های OK، COK و IDW با توان‌های ۱ تا ۴ را برای برآورد شوری و عمق آب زیرزمینی در سال‌های مختلف در استان مازندران به‌کار بردند. نتایج آن‌ها حاکی از آن بود که اگرچه بهترین روش میان‌یابی شوری آب زیرزمینی روش IDW با توان ۱ بود ولی برای تخمین عمق آب زیرزمینی، روش‌های زمین‌آماری OK و COK از دقت بالاتری نسبت به روش IDW برخوردار بودند. از زمین‌آمار برای بررسی تغییرات زمانی و مکانی سطح سفره‌ی آب زیرزمینی در دشت‌های چهارگانه گناباد استفاده گردید (حسینعلی‌زاده و یعقوبی، ۱۳۸۹: ۶۳). طباطبائی و غزالی (۱۳۹۰: ۱۱) به ارزیابی عملکرد روش‌های مختلف میان‌یابی آماری و زمین‌آماری در برآورد سطح ایستابی برای دو دشت فارسان-جونقان و سفید دشت از دشت‌های زیر حوضه بهشت‌آباد در استان چهارمحال و بختیاری پرداختند. نتایج نشان داد که روش اصلاح شده شپارد و روش IDW به‌ترتیب مناسب‌ترین روش‌ها برای میان‌یابی سطح ایستابی در دشت‌های سفید دشت و فارسان-جونقان است و روش کریجینگ در اولویت بعدی قرار می‌گیرد. تغییرات مکانی و زمانی سطح سفره آب زیرزمینی دشت کرمان طی یک دوره آماری ۱۰ ساله توسط روش‌های زمین‌آماری مورد بررسی قرار گرفت (محمدی و همکاران، ۱۳۹۱: ۶۰). در این مطالعه از روش‌های OK، لوگ کریجینگ (LOK)، COK و IDW برای میان‌یابی استفاده گردید. نتایج حاکی از دقت بالاتر روش IDW نسبت به سایر روش‌ها بود. دلبری و همکاران (۲۰۱۳: ۱۰۵) به بررسی تغییرات مکانی و برآورد عمق آب زیرزمینی در آبخوان اقلید فارس در طی سه سال آماری پرداختند. آن‌ها با مقایسه سه روش میان‌یابی OK، SK و IDW به این نتیجه رسیدند که روش OK بیش‌ترین دقت را در تخمین عمق آب زیرزمینی دارد. در مطالعه دیگری دلبری (۲۰۱۳) چندین روش میان‌یابی چند متغیره شامل رگرسیون خطی (LR)^{۲۴}، COK،

-
- 19- Inverse Distance Weighting
 - 20- Radial Basis Function
 - 21- Simple Kriging
 - 22- Multiple Linear Regression
 - 23- Buchanan and Triantafilis
 - 24- Linear Regression

کریجینگ با روند خارجی (KED)^{۲۵} و کریجینگ رگرسیون (RK)^{۲۶} را با روش‌های میان‌یابی یک متغیره شامل OK و IDW برای برآورد ارتفاع سطح ایستابی در دشت مازندران مورد مقایسه قرار داد. در روش‌های چند متغیره از مدل رقومی ارتفاع به‌عنوان متغیر کمکی استفاده گردید. بر اساس نتایج حاصله دو روش RK و KED از دقت بالاتری در تخمین سطح آب زیرزمینی در منطقه مورد مطالعه برخوردار بودند. در مجموع نتایج حاصل از تحقیقات مختلف نشان می‌دهد که نمی‌توان یک روش مشخص را به‌عنوان بهترین روش میان‌یابی سطح آب زیرزمینی انتخاب کرد. بلکه بهترین روش میان‌یابی به عوامل مختلفی از جمله تعداد و نحوه توزیع شبکه چاه‌های مشاهده‌ای و منطقه مورد مطالعه دارد. به‌همین دلیل و نظر به اهمیت منابع آب زیرزمینی در استان اصفهان، در این مطالعه در نظر است که تغییرات مکانی-زمانی سطح آب زیرزمینی در حوضه کوهپایه-سگزی استان اصفهان که بزرگ‌ترین زیرحوضه از حوضه آبریز زاینده‌رود می‌باشد، مورد بررسی قرار گیرد. از نیم‌تغییرنما برای بررسی وجود یا عدم وجود همبستگی مکانی بین داده‌های سطح آب و از روش‌های کریجینگ و وزن‌دهی عکس فاصله برای میان‌یابی سطح آب زیرزمینی در سطح آبخوان استفاده شده است.

مواد و روش‌ها

موقعیت منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه آبخوان کوهپایه-سگزی در استان اصفهان می‌باشد. زیر حوضه آبریز کوهپایه-سگزی بزرگ‌ترین زیرحوضه در محدوده حوضه آبریز زاینده‌رود و واقع در شرق این حوضه است. این زیر حوضه بین طول‌های جغرافیایی ۵۱ درجه و ۳۸ دقیقه تا ۵۲ درجه و ۳۸ دقیقه شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۲ درجه و ۲۰ دقیقه تا ۳۲ درجه و ۴۹ دقیقه شمالی واقع شده است. از شمال به محدوده‌های نائین - اردستان، از شرق به محدوده گاوخونی، از جنوب به محدوده مهیار جنوبی دشت آسمان و از غرب به محدوده‌های اصفهان، برخوار و نجف‌آباد محدود می‌شود. مساحت کل این زیر حوضه ۶۸۱۹ کیلومتر مربع است که ۵۳۰۷ کیلومتر مربع آن را دشت و بقیه را ارتفاعات تشکیل می‌دهد. مساحت آبخوان این زیرحوضه ۲۷۹۷ کیلومتر مربع است که ۵۲/۷ درصد از مساحت حوضه را در برمی‌گیرد. متوسط ارتفاع زیر حوضه ۱۵۲۶ متر از سطح دریا و متوسط بارندگی سالانه در یک دوره ۲۰ ساله، ۹۷ میلی‌متر برآورد شده است.

25- Kriging with External Drift

26- Regression Kriging

زیرحوضه کوهپایه-سگزی شامل دو سفره آب زیرزمینی سطحی و عمقی می‌باشد. سفره سطحی دارای ضخامت به نسبت کم (حدود ۵ تا ۱۰۰ متر) است. سفره عمقی در زیر سفره اول قرار گرفته و لایه‌ای رسی با ضخامت بین ۳۰ تا ۵۰ متر دو سفره را از یکدیگر جدا ساخته است. این سفره که تحت فشار بوده و حتی تا عمق ۴۰۰ متری هم ادامه دارد، بسیار با اهمیت بوده و امکان دسترسی به آب شیرین را میسر می‌سازد. هرچند در حال حاضر پتانسیل عمودی خود را به میزان زیادی از دست داده است (مصلحی بهارانچی و صفوی، ۱۳۸۹).

در این مطالعه از داده‌های ۵۹ حلقه چاه موجود در آبخوان کوهپایه-سگزی که در طول سال‌های ۱۳۸۱ تا ۱۳۸۸، به مدت ۷ سال برداشت شده است، جهت بررسی تغییرات مکانی-زمانی سطح آب زیرزمینی در سطح آبخوان استفاده شده است. همچنین برای مقایسه روند تغییرات مکانی سطح آب در فصول مختلف، آنالیزهای مربوطه برای دو ماه اردیبهشت و مهر که به ترتیب به‌عنوان نماینده ماه‌های تر و خشک در نظر گرفته شده، انجام گرفته است. شکل (۱) موقعیت حوضه کوهپایه-سگزی و محل چاه‌های مشاهده‌ای را در داخل حوضه نشان می‌دهد. قسمت‌های خالی از چاه‌های مشاهده‌ای در سمت شمال و شمال‌شرقی منطقه را ارتفاعات در بر گرفته‌اند.

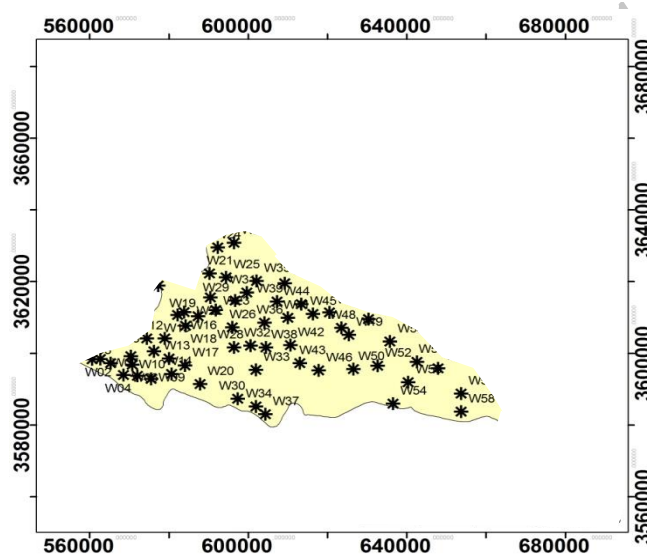
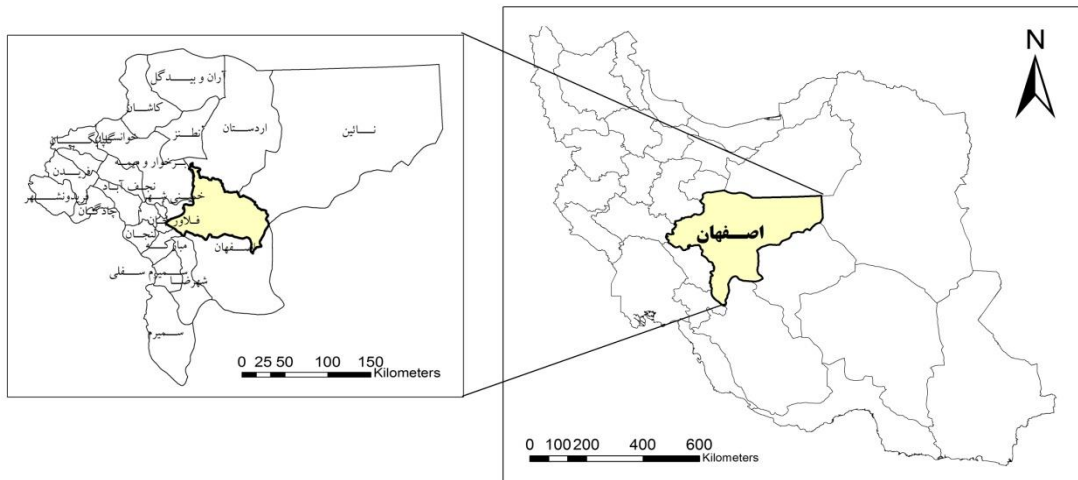
اگرچه جزئیات مرتبط با تئوری متغیرهای ناحیه‌ای به‌خوبی در منابع مختلف (ایساک و سریواستاوا^{۲۷}، ۱۹۸۹؛ گوارتس، ۱۹۹۷) ارائه شده است، در اینجا توضیح مختصری راجع به مفاهیم و روش‌های زمین‌آماری مرتبط با این تحقیق بیان می‌گردد. محاسبه نیم‌تغییرنمای تجربی و مدل کردن آن با استفاده از یک مدل تئوری مناسب، اولین مرحله از یک تحلیل زمین‌آماری را تشکیل می‌دهد. نیم‌تغییرنمای تجربی^{۲۸} سطح آب زیرزمینی از رابطه زیر قابل محاسبه است (دلبری و همکاران، ۲۰۱۳: ۱۰۷):

$$\gamma^*(d) = \frac{1}{2N(d)} \sum_{i=1}^{N(d)} \{h(x_i) - h(x_i + d)\}^2 \quad \text{رابطه (۱)}$$

که در آن $h(x_i)$ و $h(x_i + d)$ به ترتیب مقدار مشاهده شده سطح آب زیرزمینی در نقاط x_i و $x_i + d$ بوده و $N(d)$ تعداد جفت مشاهداتی است که به فاصله d از یکدیگر قرار گرفته‌اند. معمول‌ترین مدل‌های تئوری نیم‌تغییرنما عبارتند از مدل کروی، نمایی و گوسی. فرمول ریاضی مدل کروی که در این مطالعه مورد استفاده قرار گرفته است به شرح زیر می‌باشد:

27- Isaaks and Srivastava

28- Experimental semivariogram



شکل ۱: موقعیت زیرحوضه کوهپایه- سگزی (بالا) و محل چاه‌های مشاهده‌ای در سطح آبخوان کوهپایه-سگزی (پایین)

$$\gamma(d) = \begin{cases} C_0 + C \left[\frac{3d}{2a} - \frac{1}{2} \left(\frac{d}{a} \right)^3 \right] & \text{for } d \leq a \\ C_0 + C & \text{otherwise} \end{cases} \quad \text{رابطه (۲)}$$

که در آن C_0 اثر قطعه‌ای، C_0+C آستانه یا سقف و a شعاع تأثیر نیم‌تغییرنما می‌باشد. البته تنها توابع تصادفی ایستا می‌توانند نیم‌تغییرنمای حاوی آستانه داشته باشند. سطح آب زیرزمینی در مقیاس منطقه‌ای غالباً فاقد خاصیت

ایستایی^{۲۹} می‌باشد (نیم‌تغییرنمای آن فاقد سقف است) و بنابراین روش کریجینگ معمولی در مورد آن قابل کاربرد نیست. با این حال چنانچه فرضیه ایستایی در همسایگی محلی^{۳۰} برقرار باشد، هنوز هم می‌توان از کریجینگ معمولی به‌درستی برای تخمین متغیر مورد نظر استفاده کرد (گووآرتس^{۳۱}، ۱۹۹۷).

در روش کریجینگ معمولی مقدار متغیر در هر نقطه نمونه‌برداری نشده با استفاده از یک متوسط‌گیری متحرک وزنی خطی مقادیر اندازه‌گیری شده در همسایگی نقطه مورد نظر تخمین زده می‌شود (ایساک و سریواستاوا، ۱۹۸۹):

$$h^*(x_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i \cdot h(x_i) \quad \text{رابطه (۳)}$$

در این معادله، $h^*(x_0)$ مقدار تخمین زده شده سطح آب زیرزمینی در موقعیت x_0 ، λ_i وزن نسبت داده شده به متغیر h در نقطه x_i و n تعداد نقاط همسایگی می‌باشد. جمع وزن‌های اختصاص داده شده به مقادیر معلوم (λ_i ها)، بایستی برابر واحد گردد. همچنین محاسبه اوزان بایستی به‌نحوی باشد که حداقل واریانس کریجینگ فراهم گردد:

$$\begin{cases} \sum_{j=1}^n \lambda_j \gamma(x_i, x_j) + \mu = \gamma(x_i, x_0) & , \quad i = 1, \dots, n \\ \sum_{j=1}^n \lambda_j = 1 \end{cases} \quad \text{رابطه (۴)}$$

که در آن $\gamma(x_i, x_j)$ مقدار نیم‌تغییرنما بین تمام جفت مقادیر معلوم، μ ضریب لاگرانژین برای به حداقل رساندن واریانس کریجینگ و $\gamma(x_i, x_0)$ مقدار نیم‌تغییرنما بین موقعیت مورد تخمین (x_0) و i امین نقطه نمونه‌برداری شده می‌باشد. واریانس کریجینگ در نقطه x_0 عبارت است از:

$$\sigma^2(x_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i \gamma(x_i, x_0) + \mu \quad \text{رابطه (۵)}$$

با داشتن واریانس (انحراف معیار) کریجینگ و با فرض توزیع نرمال برای خطاهای کریجینگ، دامنه اطمینان مقادیر تخمین زده شده در سطوح اعتماد مختلف قابل محاسبه است (گووآرتس، ۱۹۹۷). برای مقایسه نتایج حاصل از کریجینگ معمولی، میان‌یابی سطح آب زیرزمینی با روش وزن‌دهی عکس فاصله نیز انجام گرفت.

در روش وزن‌دهی عکس فاصله فرمول اصلی تخمین مقدار یک متغیر در نقطه‌ای که نمونه برداری نشده باشد همان معادله (۵) یعنی تخمین‌گر کریجینگ است، با این تفاوت که در این روش وزن‌ها تنها با توجه به فاصله هر نقطه معلوم نسبت به نقطه مجهول و بدون توجه به نحوه پراکندگی نقاط حول نقطه مورد تخمین، تعیین می‌شوند. بدین

29- Stationary
30- Local neighborhood
31- Goovaerts

ترتیب به نقاط نزدیک‌تر وزن بیشتر و به نقاط دورتر وزن کم‌تری اختصاص داده می‌شود. مقدار وزن (λ_i) در روش IDW از رابطه زیر محاسبه می‌شود (دلبری و همکاران، ۱۳۸۹: ۳۶۳):

$$\lambda_i = \frac{D_i^{-\pi}}{\sum_{i=1}^n D_i^{-\pi}} \quad \text{رابطه (۶)}$$

در اینجا D_i فاصله آمین نقطه مشاهده شده تا نقطه مورد تخمین، π توان وزن‌دهی فاصله و n تعداد نقاط همسایگی است.

روش و معیارهای ارزیابی در این تحقیق برای انتخاب بهترین روش میان‌یابی سطح آب زیرزمینی، از روش اعتبار سنجی متقابل^{۳۲}، استفاده شد. معیارهای ارزیابی استفاده شده شامل جذر میانگین مربعات خطا (RMSE)^{۳۳} و میانگین انحراف خطا (MBE)^{۳۴} می‌باشد (دلبری و همکاران، ۲۰۱۳: ۱۰۸):

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (h^*(u_i) - h(u_i))^2} \quad \text{رابطه (۷)}$$

$$ME = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (h^*(u_i) - h(u_i)) \quad \text{رابطه (۸)}$$

که در آن، $h^*(u_i)$ و $h(u_i)$ به ترتیب مقدار تخمین زده شده و مقدار واقعی متغیر H در نقطه u_i و N تعداد کل مشاهدات می‌باشد. بهترین روش، روشی است که دارای کم‌ترین مقدار RMSE باشد. ME معرف انحراف روش است که در یک تخمین‌گر نسبتاً دقیق بایستی نزدیک به صفر باشد (ایساک و سریواستاوا، ۱۹۸۹). در این مطالعه برای بررسی تغییرات مکانی و میان‌یابی زمین‌آماری از نرم‌افزار GS^+ (رابرتسون^{۳۵}، ۲۰۰۰) استفاده شده است.

یافته‌ها و بحث

آماره‌های توصیفی داده‌های سطح آب زیرزمینی آبخوان کوهپایه-سگزی طی سال‌های ۱۳۸۷-۱۳۸۱ محاسبه و در جدول ۱ ارائه شده است. مقایسه میانگین سطح آب زیرزمینی طی سال‌های آبی ۱۳۸۱-۱۳۸۲ تا ۱۳۸۷-۱۳۸۸ (شکل ۲) نشان می‌دهد که سطح آب زیرزمینی روند افزایشی داشته است به‌جز در سال ۸۷-۸۸ که روند کاهشی داشته است. از طرفی میانگین سطح آب زیرزمینی به‌جز در سال‌های آبی ۱۳۸۷-۱۳۸۶ و ۱۳۸۸-۱۳۸۷ در ماه خشک

32- Cross validation

33- Root Mean Square Error

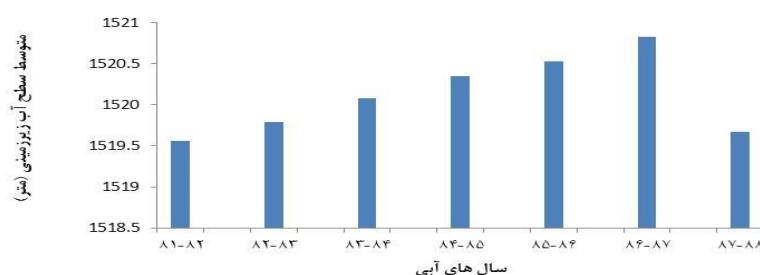
34- Mean Bias Error

35- Robertson

کاهش و در ماه تر افزایش نشان می‌دهد. میزان چولگی و نیز هیستوگرام داده‌ها نشان‌دهنده توزیع تقریباً نرمال داده‌ها است.

جدول ۱- خلاصه آماری داده‌های سطح آب زیرزمینی آبخوان کوهپایه-سگری طی سال‌های ۱۳۸۱-۱۳۸۷

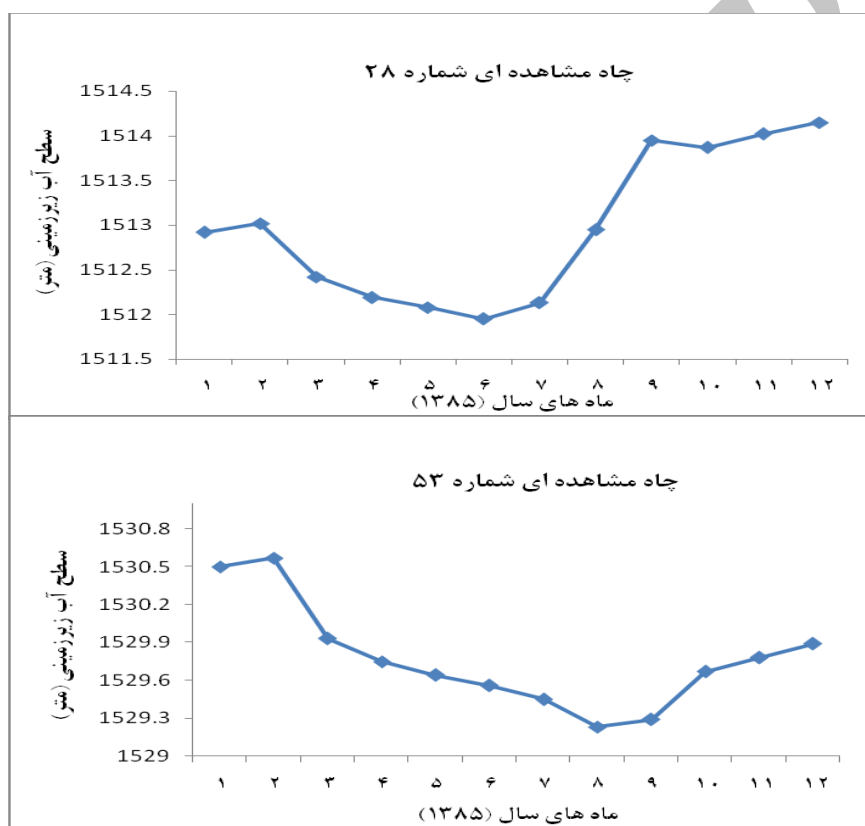
سال آبی	ماه	میانگین (متر)	انحراف معیار (متر)	واریانس (مترمربع)	حداقل (متر)	حداکثر (متر)	چولگی	کشیدگی
۸۱-۸۲	مهر	۱۵۱۹/۲۷	۱۹/۷۸	۳۹۱/۲۲	۱۴۶۶/۷۵	۱۵۶۶/۷۷	-۰/۱۷	۰/۵۲
	اردیبهشت	۱۵۱۹/۸۵	۱۹/۶۴	۳۸۵/۶۱	۱۴۶۶/۸۴	۱۵۶۶/۵۷	-۰/۲۱	۰/۵۸
۸۲-۸۳	مهر	۱۵۱۹/۴۰	۱۹/۵۲	۳۸۱/۰۵	۱۴۶۶/۷۵	۱۵۶۵/۹۴	-۰/۲۱	۰/۵۸
	اردیبهشت	۱۵۲۰/۱۷	۱۹/۷۲	۳۸۸/۷۹	۱۴۶۶/۶۷	۱۵۶۶/۸۲	-۰/۲۳	۰/۵۴
۸۳-۸۴	مهر	۱۵۱۹/۸۳	۱۹/۶۳	۳۸۵/۱۷	۱۴۶۶/۸۷	۱۵۶۶/۸۹	-۰/۲۱	۰/۵۹
	اردیبهشت	۱۵۲۰/۳۲	۱۹/۴۶	۳۷۸/۶۸	۱۴۷۰/۳۸	۱۵۶۶/۸۴	-۰/۱۹	۰/۴۵
۸۴-۸۵	مهر	۱۵۲۰/۰۳	۱۹/۳۳	۳۷۳/۷۸	۱۴۶۹/۹۵	۱۵۶۶/۹۷	-۰/۲۰	۰/۵۳
	اردیبهشت	۱۵۲۰/۶۶	۱۹/۳۲	۳۷۳/۴۲	۱۴۷۱/۸۵	۱۵۶۶/۰۴	-۰/۱۹	۰/۳۸
۸۵-۸۶	مهر	۱۵۲۰/۰۲	۱۹/۱۸	۳۶۷/۹۱	۱۴۶۹/۹۳	۱۵۶۶/۰۲	-۰/۲۲	۰/۵۷
	اردیبهشت	۱۵۲۱/۰۴	۱۹/۵۲	۳۸۱/۱۱	۱۴۷۱/۴۸	۱۵۶۶/۰۷	-۰/۲۵	۰/۳۰
۸۶-۸۷	مهر	۱۵۲۰/۸۴	۱۹/۶۹	۳۸۷/۸۸	۱۴۶۹/۷	۱۵۶۶/۵۴	-۰/۲۷	۰/۳۶
	اردیبهشت	۱۵۲۰/۸۲	۱۹/۶۳	۳۸۵/۵۲	۱۴۷۱/۱۱	۱۵۶۶/۱۶	-۰/۲۴	۰/۲۶
۸۷-۸۸	مهر	۱۵۱۹/۸۰	۱۹/۵۸	۳۸۳/۴۸	۱۴۶۸/۲۵	۱۵۶۶/۱۶	-۰/۲۲	۰/۴۳
	اردیبهشت	۱۵۱۹/۵۴	۱۹/۵۷	۳۸۳/۰۸	۱۴۶۷/۹۸	۱۵۶۶/۱۱	-۰/۲۱	۰/۴۵



شکل ۲: تغییرات متوسط سطح آب زیرزمینی طی سال‌های آبی ۸۱-۸۲ تا ۸۷-۸۸

از طرفی نوسانات سالانه سطح آب زیرزمینی و اثرات فصلی آبیاری و پمپاژ آب بر روی سطح آب زیرزمینی برای چاه‌های مختلف، متفاوت است. به‌عنوان نمونه در شکل ۳ تغییرات سطح آب زیرزمینی در ماه‌های مختلف سال ۱۳۸۵ برای چاه‌های مشاهده‌ای شماره ۲۸ (امام‌زاده نصرالدین) و شماره ۵۳ (هرند) نشان داده شده است. این دو چاه

به ترتیب در مرکز و شرق حوضه واقع هستند و دارای آمار کاملی می‌باشند. همان‌طوری که از شکل ۳ می‌توان دید، در چاه شماره ۲۸، کم‌ترین سطح آب مربوط به شهریورماه و بیش‌ترین سطح آب مربوط به ماه اسفند است و برای چاه شماره ۵۳، کم‌ترین و بیش‌ترین سطح آب به ترتیب در ماه‌های آبان و اردیبهشت مشاهده می‌شود. به‌طور کلی در هر دو چاه در ماه‌های تر سال (نیمه اول بهار و زمستان) که نیاز آبیاری نیز کم‌تر است، سطح آب زیرزمینی بالاتر است و در ماه‌های خشک‌سال (تابستان و نیمه اول پاییز) که همراه با افزایش نیاز آبی نیز است، سطح آب زیرزمینی پایین‌تر است.



شکل ۳: تغییرات سطح آب زیرزمینی چاه‌های مشاهده‌ای شماره ۲۸ (بالا) و شماره ۵۳ (پایین)

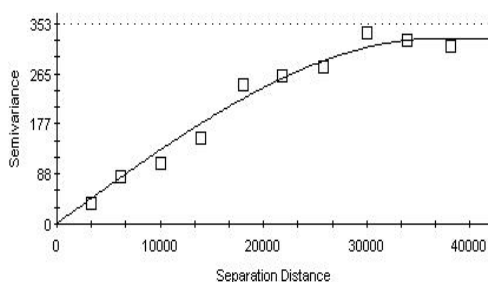
نیم‌تغییرنمای تجربی و بهترین مدل تئوری برازش داده شده به آن، برای ماه‌های تر (اردیبهشت) و خشک (مهر) سال‌های آبی ۱۳۸۱-۱۳۸۲ تا ۱۳۸۷-۱۳۸۸ در شکل ۴ نشان داده شده است. همچنین در همین شکل پارامترهای مدل نیم‌تغییرنمای برازش شده ارائه شده است. در این تحقیق بهترین مدل ساختار مکانی داده‌های سطح آب زیرزمینی، مدل کروی به‌دست آمد. مربع مقدار ضریب رگرسیون (r^2) ارائه شده در شکل ۴، نشان‌دهنده میزان اعتبار

بالای مدل کروی برازش یافته می‌باشد. همان‌طوری‌که در شکل ۴ مشاهده می‌شود، همه نیم‌تغییرنماها دارای اثر قطعه‌ای (C_0) ناچیز هستند که موید پیوستگی سطح آب زیرزمینی و نیز تغییرپذیری اندک در مبدأ نیم‌تغییرنما می‌باشد. در مطالعه کومار و احمد^{۳۶} (۲۰۰۳: ۱۸۸) نیز نیم‌تغییرنمای سطح آب زیرزمینی از مدل کروی تبعیت کرده و اثر قطعه‌ای برابر با صفر گزارش شده است. دلبری و همکاران (۱۳۸۹: ۳۵۹) نیز مدل کروی را بهترین مدل ساختار مکانی عمق آب زیرزمینی معرفی کردند. همچنین در این تحقیق دامنه تأثیر (A_0) و سقف (C_0+C) نیم‌تغییرنماها برای تمامی دوره‌های زمانی، مشابه می‌باشد. کم‌ترین ارتباط مکانی (۳۶۸۵۰ متر) مربوط به ماه تر سال آبی ۱۳۸۱-۱۳۸۲ و بیشترین ارتباط مکانی (۴۰۲۲۰ متر) متعلق به ماه خشک سال آبی ۱۳۸۶-۱۳۸۷ است.

نتایج ارزیابی متقابل تخمین سطح آب زیرزمینی (جدول ۲) نشان داد که روش کریجینگ معمولی نسبت به روش وزن‌دهی عکس فاصله با توان‌های ۲ و ۳ از دقت بالاتری در تخمین سطح آب زیرزمینی برخوردار است. مقدار RMSE و ME روش OK در تمام سال‌های مورد بررسی کم‌تر از روش IDW می‌باشد. در جدول ۲ همچنین مقادیر انحراف معیار مقادیر تخمین زده شده سطح آب زیرزمینی توسط هر سه روش ارائه شده است. نتایج نشان می‌دهد که انحراف معیار تخمین روش OK کم‌تر از دو روش IDW2 و IDW3 می‌باشد. این موضوع بیان می‌کند که خاصیت هموارسازی روش OK کمی بیش‌تر از IDW می‌باشد. جهت پهنه‌بندی پراکنش مکانی مقادیر فصلی سطح آب زیرزمینی سال‌های آبی ۱۳۸۱-۱۳۸۲ تا ۱۳۸۷-۱۳۸۸ در سطح منطقه مورد مطالعه از روش کریجینگ معمولی استفاده گردید که در شکل ۵ نقشه‌های مربوط به سال‌های اول و آخر به‌عنوان نمونه نشان داده شده است. همان‌طوری‌که در این شکل مشخص است سطح آب زیرزمینی در سال آبی ۱۳۸۷-۱۳۸۸ نسبت به سال آبی ۱۳۸۱-۱۳۸۲ تغییر محسوسی نداشته است. هر چند که جدول ۱ نشان می‌دهد که سطح آب زیرزمینی افزایش محسوسی تا سال ۱۳۸۷-۱۳۸۶ داشته و پس از آن روند کاهشی داشته است که از دلایل آن می‌تواند برداشت بی‌رویه از چاه‌ها باشد. در هر دو سال مورد بررسی، پایین‌ترین تراز سطح آب زیرزمینی در جنوب‌شرقی آبخوان مشاهده می‌شود و با حرکت به سمت شمال، شمال‌غربی و جنوب‌غربی آبخوان، به میزان آن افزوده می‌شود. بالاترین تراز سطح آب در شمال‌شرقی، جنوب و جنوب‌غربی آبخوان وجود دارد. نقشه‌های انحراف معیار کریجینگ مرتبط با نقشه‌های تخمین نیز در شکل ۵ ارائه شده است. مقادیر انحراف معیار کریجینگ، میزان عدم قطعیت همراه با مقادیر تخمین زده شده سطح آب زیرزمینی را ارائه می‌دهد. براساس نقشه‌های حاصله، میزان عدم قطعیت تخمین در محل چاه‌ها و نواحی مجاور آن‌ها، کم و با فاصله گرفتن از محل چاه‌ها و نیز در نواحی فاقد چاه مشاهده‌ای (جنوب، جنوب‌شرقی و شمال‌غربی منطقه) بیش‌تر می‌گردد. نقشه‌های خطای تخمین می‌توانند ابزار موثری را برای تعیین

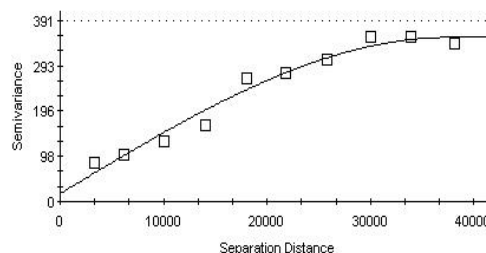
محل حفر چاه‌های اضافی در آینده فراهم کنند. در حقیقت در محل‌هایی که میزان عدم قطعیت تخمین بیش‌تر است، لزوم حفر چاه برای مطالعات آینده بیش‌تر احساس می‌گردد.

wet-1382



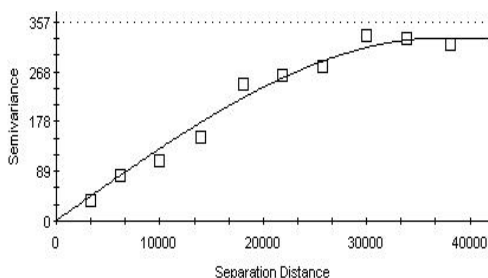
Spherical model ($C_0 = 1.0000$; $C_0 + C = 327.2000$; $A_0 = 36850$; $r_2 = 0.976$; $RSS = 2891$.)

dry-1381



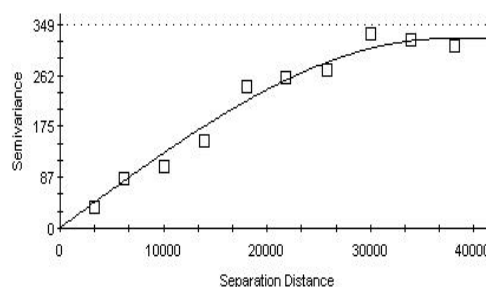
Spherical model ($C_0 = 17.0000$; $C_0 + C = 354.6000$; $A_0 = 37520$; $r_2 = 0.970$; $RSS = 3117$.)

wet-1383



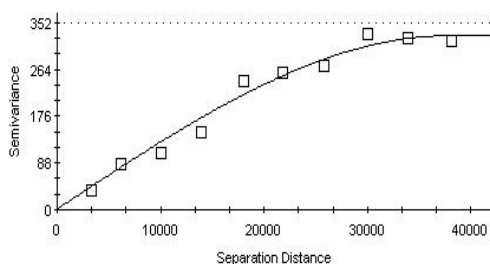
Spherical model ($C_0 = 1.0000$; $C_0 + C = 328.0000$; $A_0 = 37160$; $r_2 = 0.979$; $RSS = 2646$.)

dry-1382



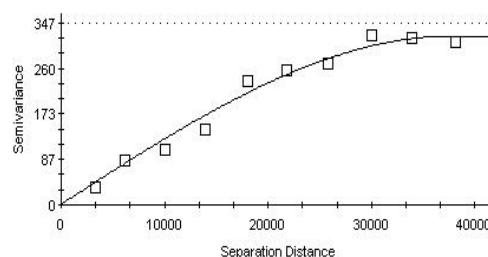
Spherical model ($C_0 = 1.0000$; $C_0 + C = 324.7000$; $A_0 = 37120$; $r_2 = 0.976$; $RSS = 2774$.)

dry-1383



Spherical model ($C_0 = 1.0000$; $C_0 + C = 327.8000$; $A_0 = 37850$; $r_2 = 0.975$; $RSS = 2786$.)

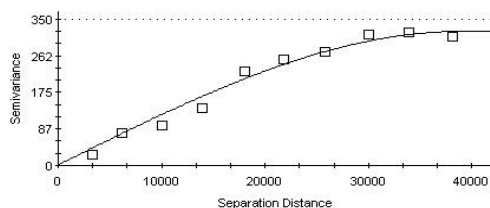
wet-1384



Spherical model ($C_0 = 1.0000$; $C_0 + C = 321.3000$; $A_0 = 37630$; $r_2 = 0.979$; $RSS = 2420$.)

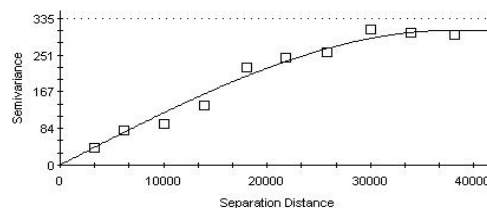
شکل ۴: نیم‌تغییرنمای تجربی (مربع توخالی) و بهترین مدل برازش شده (خط ممتد) ماه‌های تر و خشک سال‌های آبی ۱۳۸۱-۱۳۸۲ تا ۱۳۸۸-

wet-1386



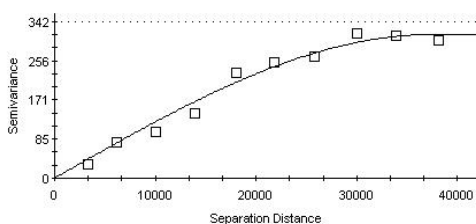
Spherical model (Co = 1.0000; Co + C = 320.6000; Ao = 38910; r2 = 0.982; RSS = 2536.)

dry-1385



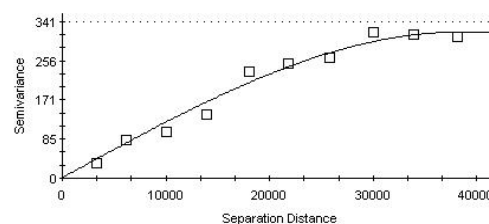
Spherical model (Co = 0.1000; Co + C = 307.7000; Ao = 37860; r2 = 0.976; RSS = 2321.)

wet-1385



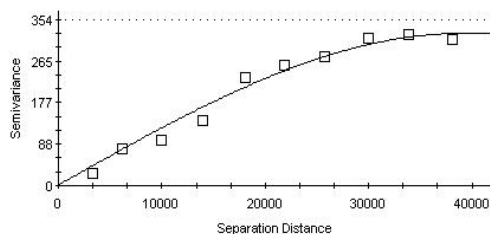
Spherical model (Co = 0.1000; Co + C = 313.3000; Ao = 37400; r2 = 0.980; RSS = 2393.)

dry-1384



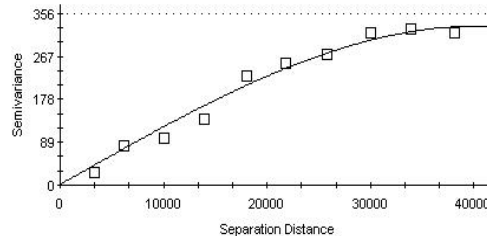
Spherical model (Co = 1.0000; Co + C = 318.3000; Ao = 38390; r2 = 0.977; RSS = 2588.)

wet-1387



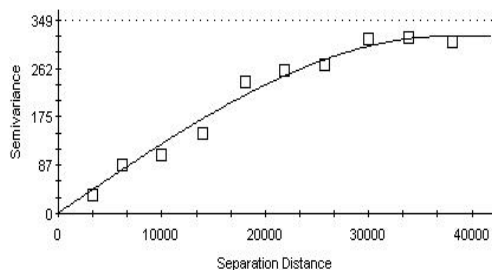
Spherical model (Co = 1.0000; Co + C = 324.3000; Ao = 38920; r2 = 0.981; RSS = 2668.)

dry-1386



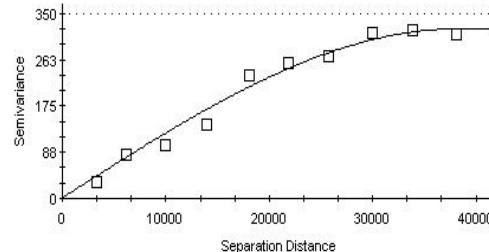
Spherical model (Co = 1.0000; Co + C = 329.5000; Ao = 40220; r2 = 0.981; RSS = 2513.)

wet-1388



Spherical model (Co = 1.0000; Co + C = 319.9000; Ao = 37460; r2 = 0.980; RSS = 2214.)

dry-1387



Spherical model (Co = 1.0000; Co + C = 321.1000; Ao = 38200; r2 = 0.980; RSS = 2399.)

ادامه شکل ۴: نیم تغییرنمای تجربی (مربع توخالی) و بهترین مدل برازش شده (خط ممتد) ماه‌های تر و خشک سال‌های آبی ۱۳۸۱-۱۳۸۲ تا

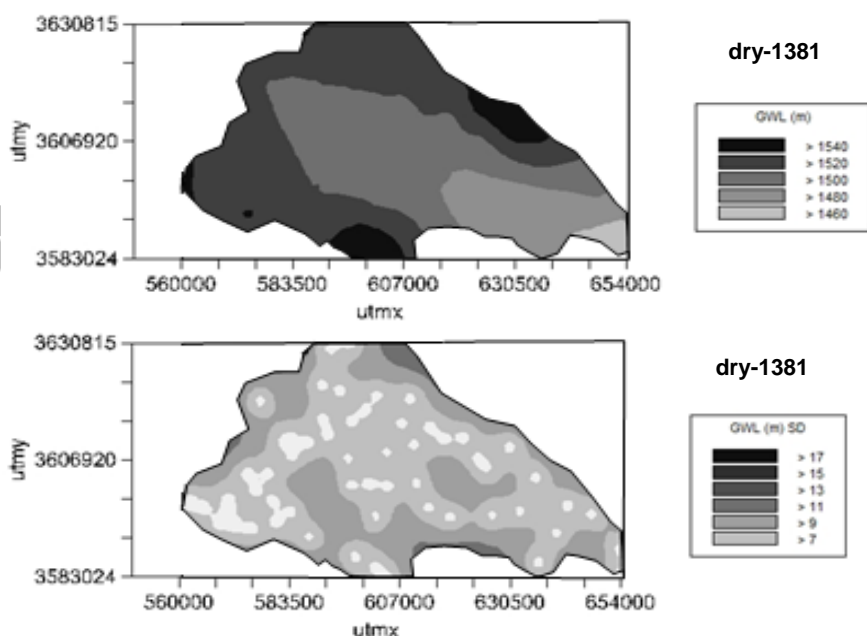
۱۳۸۷-۱۳۸۸

جدول ۲- نتایج ارزیابی متقابل تخمین سطح آب زیرزمینی توسط روش‌های IDW3 و IDW2 .OK

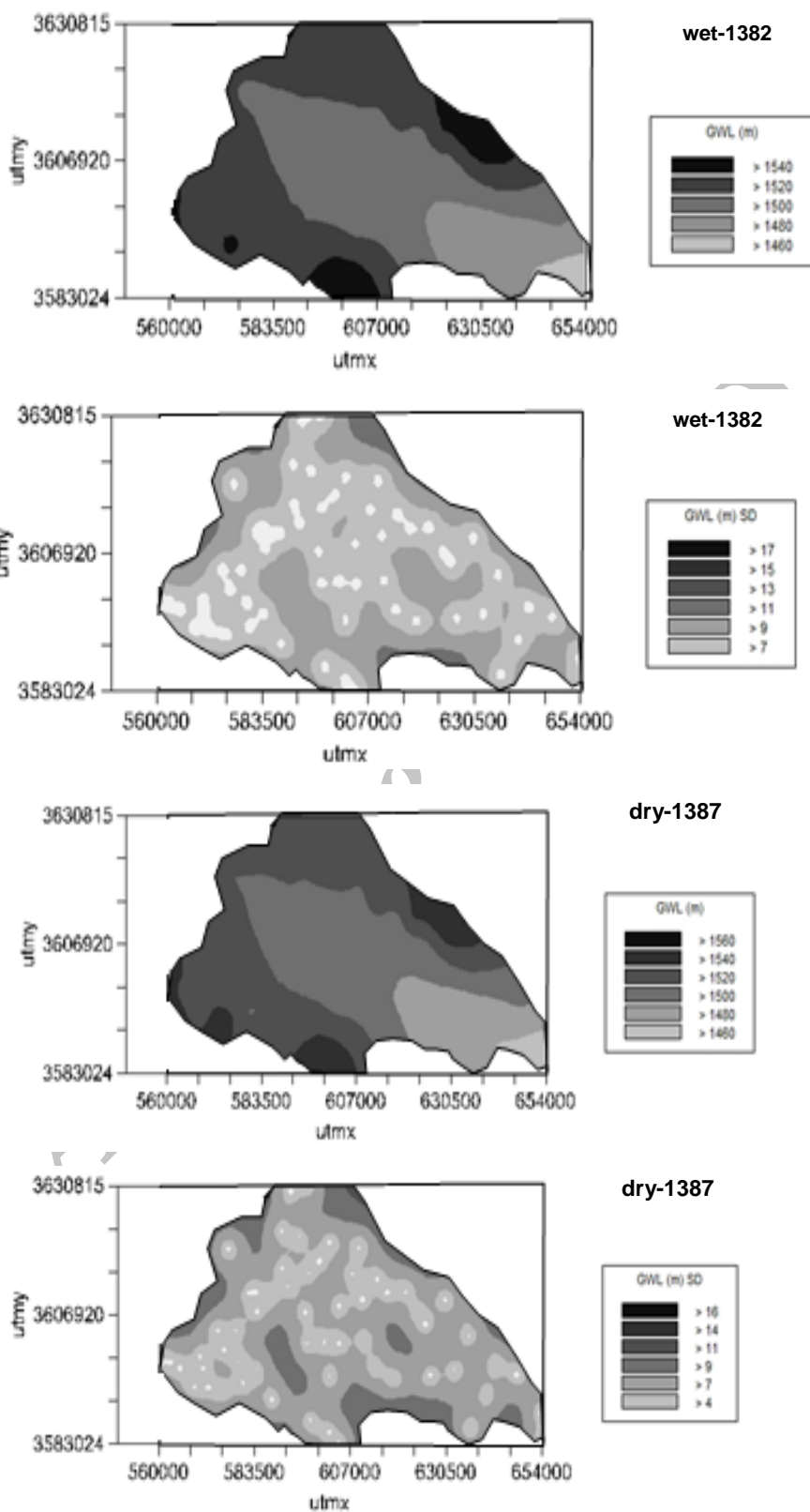
IDW3				IDW2				OK				ماه	سال آبی
SD-est (متر)	R ²	RMSE (متر)	ME (متر)	SD-est (متر)	R ²	RMSE (متر)	ME (متر)	SD-est** (متر)	R ² *	RMSE (متر)	ME (متر)		
۱۵/۴۰	۰/۶۱۶	۱۲/۲۵	-۰/۶۷	۱۵/۸۷	۰/۵۹۵	۱۲/۵۸	-۰/۶۱	۱۳/۰۰	۰/۷۰۲	۱۰/۸۹	-۰/۳۳	مهر	۹
۱۵/۴۸	۰/۶۲۱	۱۲/۱۰	-۰/۶۴	۱۶/۰۱	۰/۶۰۲	۱۲/۳۹	-۰/۵۸	۱۳/۰۱	۰/۷۰۴	۱۰/۶۱	-۰/۳۳	اردیبهشت	
۱۵/۳۴	۰/۶۱۳	۱۲/۱۴	-۰/۶۷	۱۵/۷۹	۰/۵۹۵	۱۲/۴۲	-۰/۵۹	۱۳/۰۰	۰/۶۹۷	۱۰/۷۵	-۰/۳۴	مهر	۸۲-۸۳
۱۵/۶۶	۰/۶۳۳	۱۱/۹۴	-۰/۶۲	۱۶/۲۵	۰/۶۱۴	۱۲/۲۶	-۰/۵۶	۱۳/۳۳	۰/۷۱۷	۱۰/۴۹	-۰/۳۳	اردیبهشت	
۱۵/۵۲	۰/۶۱۹	۱۲/۱۱	-۰/۶۵	۱۵/۸۷	۰/۶۰۱	۱۲/۴۰	-۰/۵۸	۱۳/۱۸	۰/۷۰۲	۱۰/۷۱	-۰/۳۲	مهر	۸۳-۸۴
۱۵/۴۴	۰/۶۲۸	۱۱/۸۷	-۰/۶۹	۱۵/۹۷	۰/۶۱۰	۱۲/۱۶	-۰/۶۱	۱۳/۲۰	۰/۷۱۲	۱۰/۴۴	-۰/۳۷	اردیبهشت	
۱۵/۳۱	۰/۶۳۴	۱۱/۶۹	-۰/۶۵	۱۵/۸۶	۰/۶۱۴	۱۲/۰۱	-۰/۵۹	۱۳/۰۶	۰/۷۲۰	۱۰/۲۳	-۰/۳۵	مهر	۸۴-۸۵
۱۵/۴۹	۰/۶۵۰	۱۱/۴۳	-۰/۶۶	۱۶/۲۳	۰/۶۳۰	۱۱/۷۵	-۰/۵۹	۱۳/۳۲	۰/۷۳۲	۱۰/۰۰	-۰/۳۹	اردیبهشت	
۱۵/۱۹	۰/۶۳۴	۱۱/۶۰	-۰/۷۰	۱۵/۷۷	۰/۶۱۸	۱۱/۸۶	-۰/۶۲	۱۳/۰۱	۰/۷۱۰	۱۰/۳۳	-۰/۳۸	مهر	۸۵-۸۶
۱۵/۸۴	۰/۶۸۴	۱۰/۹۸	-۰/۶۳	۱۶/۷۱	۰/۶۶۳	۱۱/۳۳	-۰/۵۶	۱۳/۷۹	۰/۷۶۲	۹/۵۲	-۰/۴۰	اردیبهشت	
۱۶/۰۰	۰/۶۹۱	۱۰/۹۵	-۰/۶۵	۱۶/۸۸	۰/۶۶۹	۱۱/۳۳	-۰/۵۶	۱۳/۹۲	۰/۷۷۱	۹/۴۲	-۰/۴۰	مهر	۸۶-۸۷
۱۵/۹۹	۰/۶۹۹	۱۰/۷۷	-۰/۶۲	۱۶/۸۷	۰/۶۷۶	۱۱/۱۷	-۰/۵۵	۱۳/۹۳	۰/۷۷۴	۹/۳۲	-۰/۳۸	اردیبهشت	
۱۵/۷۲	۰/۶۸۴	۱۱/۰۰	-۰/۶۰	۱۶/۶۰	۰/۶۶۰	۱۱/۴۱	-۰/۵۵	۱۳/۵۲	۰/۷۶۸	۹/۴۴	-۰/۳۶	مهر	۸۷-۸۸
۱۵/۵۵	۰/۶۷۴	۱۱/۱۸	-۰/۶۳	۱۶/۴۰	۰/۶۴۹	۱۱/۶۰	-۰/۵۸	۱۳/۳۲	۰/۷۶۰	۹/۵۹	-۰/۳۷	اردیبهشت	

** انحراف معیار مقادیر تخمین زده شده

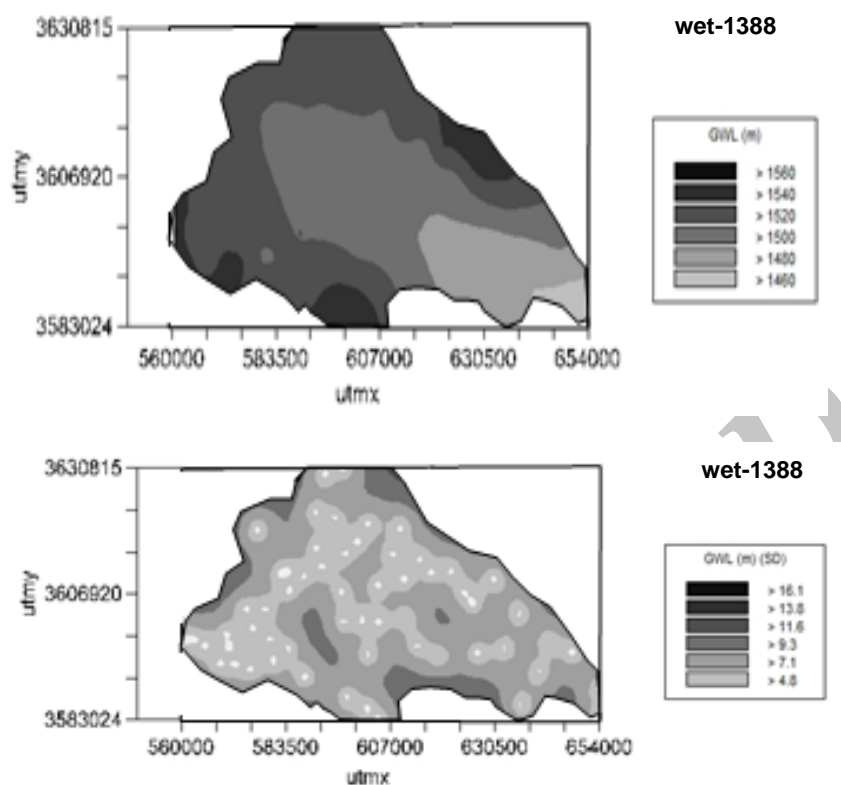
* ضریب تبیین



شکل ۵: نقشه تخمین و خطای تخمین سطح آب زیرزمینی در ماه‌های تر و خشک سال‌های آبی ۸۲-۸۱ و ۸۸-۸۷



ادامه شکل ۵: نقشه تخمین و خطای تخمین سطح آب زیرزمینی در ماه‌های تر و خشک‌سال‌های آبی ۸۱-۸۲ و ۸۷-۸۸



ادامه شکل ۵: نقشه تخمین و خطای تخمین سطح آب زیرزمینی در ماه‌های تر و خشک سال‌های آبی ۸۱-۸۲ و ۸۷-۸۸

نتیجه‌گیری

در این مطالعه داده‌های مربوط به ۵۹ حلقه چاه مشاهده‌ای در حوضه کوهپایه-سگزی در طی یک دوره ۷ ساله از سال ۱۳۸۱ تا ۱۳۸۷ و برای ماه‌های تر و خشک (اردیبهشت و مهر)، مورد بررسی آماری و زمین‌آماري قرار گرفت. از روش کریجینگ معمولی برای میان‌یابی و رسم نقشه‌های هم‌مقدار سطح آب زیرزمینی استفاده گردید. تخمین‌های به‌دست آمده با تخمین‌های حاصل از روش وزن‌دهی عکس فاصله مورد مقایسه قرار گرفت. نتایج حاصل از ارزیابی متقابل نشان دهنده خطای کم‌تر روش کریجینگ بوده است. تحلیل آماری داده‌های سطح آب زیرزمینی حاکی از افزایش متوسط سطح آب تا سال آبی ۱۳۸۶-۱۳۸۷ و کاهش سطح آب پس از آن می‌باشد. مناسب‌ترین مدل تئوری برازش یافته بر نیم‌تغییرنمای داده‌های سطح آب در تمام ماه‌های تر و خشک ۷ سال مورد بررسی، مدل کروی بوده است. همچنین نسبت کم اثر قطعه‌ای به آستانه نیم‌تغییرنما نشان داد که در تمامی سال‌ها و دوره‌های خشک و

تر، داده‌های سطح آب زیرزمینی از همبستگی مکانی قوی برخوردارند. کم‌ترین فاصله تأثیر (۳۶۸۵۰ متر) مربوط به ماه تر سال آبی ۱۳۸۱-۱۳۸۲ و بیش‌ترین شعاع تأثیر (۴۰۲۲۰ متر) متعلق به ماه خشک‌سال آبی ۱۳۸۶-۱۳۸۷ است. بر اساس نقشه‌های سطح آب زیرزمینی، پایین‌ترین تراز سطح آب در جنوب‌شرقی آبخوان است و در مرکز، جنوب و جنوب غربی آبخوان بالاترین تراز سطح آب دیده می‌شود. تحلیل نوسانات سطح آب زیرزمینی چاه‌های مشاهده‌ای آبخوان کوهپایه- سگزی جهت بررسی تنش‌های هیدرولوژیکی در سیستم آب‌های زیرزمینی بسیار سودمند است. همچنین مدیریت یکپارچه حوضه‌های آبخیز برای جلوگیری از افت بیش‌تر سطح آب زیرزمینی و بروز تنش‌های بحران‌ساز پیشنهاد می‌گردد.

Archive of SID

منابع

- حسینعلی زاده، م؛ یعقوبی، ع (۱۳۸۹)، «تغییرات زمانی و مکانی سطح سفره آب زیرزمینی با استفاده از زمین‌آمار»، *مجله علوم و مهندسی آبخیزداری ایران*، شماره (۱۰) ۴، صص ۶۷-۶۳.
- دلبری، م؛ افراسیاب، پ؛ میرعمادی، س. ر (۱۳۸۹)، «تجزیه و تحلیل تغییرات مکانی-زمانی شوری و عمق آب زیرزمینی (مطالعه موردی: استان مازندران)»، *نشریه آبیاری و زهکشی ایران*، شماره ۳ (۴)، صص ۳۷۴-۳۵۹.
- طباطبائی، س.ح؛ غزالی، م (۱۳۹۰)، «ارزیابی دقت روش‌های میان‌یابی در تخمین سطح ایستابی آب زیرزمینی (مطالعه موردی: آبخوان‌های فارسان - جونقان و سفیددشت)»، *مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، علوم آب و خاک*، شماره ۱۰ (۵۷)، صص ۲۲-۱۱.
- محمدی، ص؛ سلاجقه، ع؛ مهدوی، م؛ باقری، ر (۱۳۹۱)، «بررسی تغییرات مکانی و زمانی سطح آب زیرزمینی دشت کرمان با استفاده از روش زمین‌آمار مناسب (طی یک دوره آماری ۱۰ ساله، ۱۳۸۵-۱۳۷۵)»، *تحقیقات مرتع و بیابان ایران*، شماره ۱۹ (۱)، صص ۷۱-۶۰.
- مصلحی بهارانچی، ا؛ صفوی، ح. ر (۱۳۸۹)، «تخمین ضرایب دیسپرسیویته مکانیکی در شرایط عدم قطعیت، مطالعه موردی: آبخوان کوهپایه-سگزی اصفهان»، *پنجمین کنگره ملی مهندسی عمران*، ۱۴ تا ۱۶ اردیبهشت، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد.
- Ahmadi S.H., Sedghamiz, A., (2007), "Geostatistical analysis of spatial and temporal variations of groundwater level", *Environ Monit Assess*, 129(1-3): 277-294.
- Ahmadi S.H., Sedghamiz, A., (2008), "Application and evaluation of kriging and cokriging methods on groundwater depth mapping", *Environ Monit Assess*, 138: 357-368.
- Buchanan S., Triantafilis, J., (2009), "Mapping water table depth using geophysical and environmental variables", *Ground Water*, 47 (1): 80-96.
- Cambardella, C., Moorman, T., Novak, J., Parkin, T., Karlen, D., Turco, R., (1994), "Field scale variability of soil properties in Central Iowa soils", *Soil Sci Soc Am J*, 58: 1501-1511.
- Cameron, K., Hunter, P., (2002), "Using spatial models and kriging techniques to optimize long-term groundwater monitoring networks: a case study", *Environmetrics*, 13:629-656.
- Christakos, G., (2000), "*Modern Spatiotemporal Geostatistics*", Oxford University Press, USA, 312 pp.
- Clark, I., (1979), "*Practical Geostatistics*", Applied Science Publishers Ltd., London, 129pp.
- Delbari, M., (2013), "Accounting for exhaustive secondary data into the mapping of water table elevation", *Arab J Geosci*, DOI 10.1007/s12517-013-0986-2.

- Delbari, M., Bahraini, Motlagh, M., Amiri, M., (2013), "Spatio-temporal variability of groundwater depth in the Eghlid aquifer in southern Iran", *Earth Sci Res J*, 17 (2): 105-114.
- Fitch, J.B., (2001), "Curtailement of groundwater use for irrigated agriculture in the Amman Zarqa Basin", *Uplands: An economic Analysis*. For ARD-USAID, 38p + appendixes, USAID, Amman.
- Gajem, Y., Warrick, A., Myers D., (1981), "Spatial dependence of physical properties of a typic torrifluent soil", *Soil Sci Soc Am J*, 45:709-715.
- Goovaerts, P., (1997), "*Geostatistics for natural resource evaluation*", Oxford University Press, New York, 483 pp.
- Gundogdu, K., Guney, I., (2007), "Spatial analysis of groundwater levels using universal kriging", *J Earth Syst Sci*, 116(1):49-55.
- Isaaks, E.H., Srivastava, R.M., (1989), "*Applied Geostatistics*", New York: Oxford University Press, 561pp.
- Kitanidis, P., (1997), "*Introduction to Geostatistics: Application to Hydrology*", Cambridge University Press, Cambridge, 271 pp.
- Kumar, D., Ahmed, S., (2003), "Seasonal behavior of spatial variability of groundwater level in a granitic aquifer in monsoon climate", *Curr Sci*, 84(2): 188-196.
- Kumar, V., Remadevi, V., (2006), "Kriging of groundwater levels—a case study", *JOSH*, 6 (1):81-94
- Li, I., Revesz, P., (2004), "Interpolation methods for spatiotemporal geographic data", *Comput Environ Urban Syst*, 28: 201-227.
- Nayak, P., Satajiraom Y., Sudheer, K., (2006), "Groundwater level forecasting in a shallow aquifer using artificial neural network approach", *Water Resour Manage*, 20: 77-90.
- Olea, R., Davis, J., (1999), "Optimizing the high Plains aquifer water-level observation network", K.G.S. Open File Report 1999-15.
- Smedema, L., Shiati, K., (2002), "Irrigation and salinity: a perspective review of the salinity hazards of irrigation development in the arid zone", *Irrig drain syst*, 16:161-174.
- Sun, Y., Kang, Sh., Li, F., Zhang, L., (2009), "Comparison of interpolation methods for depth to groundwater and its temporal and spatial variations in the Minqin oasis of northwest China", *Environmental Modelling and Software*, 24: 1163-1170.
- Theodossiou, N., Latinopoulos, P., (2006), "Evaluation and optimization of groundwater observation network using the kriging methodology", *Environmental Modelling and Software*, 21: 991-1000.
- Tonkin M.J., Larson S.P., (2002), "Kriging water levels with a regional-linear and point logarithmic drift", *Ground Water* , 40: 185-193.
- Zhang, X., Takeuchi, K., Ishidaira, H., (2003), "Geostatistical applications to the estimation of unconfined and confined groundwater heads in quasi-3D groundwater flow modeling in Kofu basin", *Annual Journal of Hydraulic Engineering*, 47: 289-294.