

اندازه گیری تبخیر و تعرق در حالت ماندگار در شرائط وجود سطح ایستابی  
و تعیین ماکزیمم سرعت تبخیر آب موئینه‌ای

محمد افلاطونی

استادیار گروه آبیاری دانشکده کشاورزی دانشگاه صنعتی اصفهان

تاریخ وصول دوم اسفندماه ۱۳۶۶

چکیده

در سال ۱۹۸۱، به منظور اندازه گیری تبخیر و تعرق واقعی در شرایطی که سطح ایستابی در اعماق مختلف وجود دارد، با کمک دو استوانه فلزی محتوی شن نرم یکنواخت در شرایط کنترل شده، آزمایشی انجام گرفت. تبخیر و تعرق در حالت ماندگار از چمن با عمق‌های مختلف سطح ایستابی بدست آمد و نتایج حاصله با ماکزیمم سرعت تبخیر آب موئینه‌ای از سطح خاک (تبخیر در حالت ماندگار) نسبت به عمق سطح ایستابی مقایسه گردید. وقتی که کاهش حجم آب مخازن متصل به کف استوانه هائابست بود و پتانسیل رطوبت بالای سطح آب چندان تغییری نمی‌کرد، این کاهش بعنوان تبخیر و تعرق در حالت ماندگار در یک عمق معین سطح ایستابی در نظر گرفته شد. ماکزیمم سرعت تبخیر آب موئینه‌ای از سطح خاک بوسیله معادله جریان ماندگار محاسبه شد.

بطور کلی با افزایش عمق سطح ایستابی، تبخیر و تعرق بطور غیر خطی کاهش یافت. هنگامیکه سطح آب نزدیک سطح خاک قرار گرفت، کاهش حجم آب در مخزن برابر تبخیر و تعرق بالقوه بود. مقایسه این رابطه با تبخیر در حالت ماندگار از سطح خاک نشان داد که روند کلی تغییرات سرعت تبخیر در آزمایش و تئوری یکسان بود. همچنین ارزیابی تبخیر در حالت ماندگار نشان داد که ممکن است فاصله سطح ایستابی و کف ناحیه ریشه را عملاً بعنوان عمق سطح ایستابی در نظر گرفت و بدین ترتیب محاسبه ماکزیمم سرعت تبخیر آب موئینه‌ای از تئوری جریان ماندگار یک بعدی را بعنوان سهم آب زیرزمینی در تامین آب مورد نیاز منطقه ریشه برای شرایط پوشش گیاهی تعمیم داد.

مقدمه

رزمینهای زراعی که سطح ایستابی نسبتاً بالایی باشد، صعود آب موئینه‌ای و تبخیر و تعرق نهائی آن از سطح زمین باعث افزایش عمق سطح ایستابی شده و آبیاری بیش از اندازه موجب خیز سطح آب می‌گردد (۱۷). نوسان سطح آب بدین ترتیب ممکن است مسائلی از نقطه نظر کشت محصولات زراعی بوجود بیاورد. همچنین برآورد سرعت تبخیر آب موئینه‌ای به منظور تعیین نیاز خالص

در مناطقی که سطح ایستابی بالا است، صعود آب موئینه‌ای از یک طرف عامل مهمی در افزایش ذخیره رطوبت و املاح در ناحیه ریشه بوده از طرف دیگر می‌تواند تمام یا مقداری از نیاز آبی گیاهان را تامین کند. پس از برآورد سهم آب زیرزمینی در این گونه مناطق، با آبیاری می‌توان کمبود رطوبت منطقه ریشه را برطرف کرد. در

آبشویی منطقه ریشه ونهایتاً " صرفه جوئی در آب آبیاری می تواند نقش مهمی ایفاء کند .

تحقیقات انجام شده در رابطه با سهم صعود آب موئینه ای در تبخیر و تعرق واقعی از نقطه نظر عملی اندک می باشد (۶، ۱۵ و ۱۹) . آزمایشات مربوط به تبخیر در حالت ماندگار از سطح خاک بدون پوشش گیاهی و در شرایطی که سطح ایستابی وجود دارد نیز مورد توجه بعضی از محققین بوده است (۲، ۷، ۸، ۱۱، ۱۳، ۱۵ و ۱۶) و از نظر تئوری در این زمینه گزارشاتی موجود می باشد (۲، ۱۳ و ۱۴) . نتایج حاصل تاکنون نشان داده که بطور کلی عمق سطح ایستابی و ضریب هدایت هیدرولیکی خاک عوامل عمده در تبخیر در حالت ماندگار می باشند . بطور خلاصه با افزایش عمق سطح ایستابی ماکزیمم سرعت تبخیر آب موئینه ای از سطح خاک کاهش پیدا می کند .

تبخیر آب موئینه ای از سطح خاک بدون پوشش گیاهی بر اساس معادله جریان ماندگار داری بوکینگهام (۵) به شرح زیر برآورد می گردد:

$$q = +k(h) \frac{dh}{dz} - k(h) \quad (1)$$

که در آن  $q$ ،  $z$ ،  $h$ ،  $k(h)$  بترتیب سرعت صعود آب موئینه ای، ضریب هدایت هیدرولیکی خاک غیر اشباع<sup>۱</sup>، بعد عمودی جریان و تنش رطوبتی خاک می باشند . مشکل اصلی در حل معادله (۱) نبودن اطلاعات کافی و قابل اطمینان برای تعیین  $k(h)$  می باشد . اندازه گیری این پارامتر وقت گیر بوده فقط در مورد چند خاک گزارش شده است (۱۲) . البته روشهای اندازه گیری که بعداً ارائه شد مدت زمان کمتری لازم دارد (۳)، ولی در هر حال چون ایسن پارامتر بستگی به نوع خاک دارد، اندازه گیری آن برای خاکهای مختلف مورد نیاز است . معادلات ضریب هدایت هیدرولیکی بوسیله بعضی از محققین پیشنهاد

شده (۷) که بعلت نیاز به تعیین پارامترهای نهائی خاک عملاً " برای حل معادله (۱) چندان قابل استفاده نمی باشند . لازم به توضیح است که پس از اندازه گیری هدایت هیدرولیکی خاک، به منظور فرموله کردن آن (۷)، باید پارامترهای مربوط به هر یک از معادلات پیشنهادی بوسیله روش ریگرسیون تعیین گردد که اینکار به نوبه خود مشکلات دیگری از جمله تعیین چند فرمول برای یک نوع خاک را بدنبال خواهد داشت . بعلت غیر خطی بودن  $k(h)$ ، لازم است که معادله مورد نظر برای دامنه های مختلفی از مکش آب خاک بکار رود تا اینکه اندازه گیری  $k(h)$  در مکش های مختلف با معادله پیشنهادی تطابق داشته باشد .

روشهای محاسبه ای ضریب هدایت هیدرولیکی خاک از روی منحنی خصوصیات رطوبتی خاک (۱۰) در حل معادله (۱) قابل استفاده بوده در حال حاضر که دسترسی به کامپیوتر وجود دارد، محاسبه آن امکان پذیر و ساده می باشد . هدف از این آزمایش تعیین روند تغییرات سرعت تبخیر و تعرق واقعی نسبت به عمقهای مختلف سطح ایستابی و ارزیابی کاربرد تئوری ماکزیمم سرعت تبخیر آب موئینه ای (بعنوان سهم آب زیرزمینی به ناحیه ریشه) در تبخیر و تعرق واقعی می باشد .

### مواد و روشها

معادله (۱) را می توان بشکل زیر خلاصه کرد:

$$z = \int_0^{\infty} \frac{dh}{1 + q/k(h)} \quad (2)$$

که در آن  $z$  عمق آب زیرزمینی است . با استفاده از روش تفاضل محدود<sup>۲</sup> معادله (۲) را ممکن است بصورت زیر نوشت:

1- Unsaturated hydraulic conductivity

2- Finite difference

$$Z = \sum_{i=1}^n \left[ \frac{1}{2} \cdot \left( \left( 1 + \frac{q_{\max}}{K(h_{i+1})} \right)^{-1} + \left( 1 + \frac{q_{\max}}{K(h_i)} \right)^{-1} \right) (h_{i+1} - h_i) \right] \quad (3)$$

با انتخاب ماکزیمم سرعت تبخیر آب موئینه‌ای  $q_{\max}$  و محاسبه ضریب هدایت هیدرولیکی  $k(h)$  از روش میلینگتون و کرک (۱۰)، عمق سطح ایستابی برای ماکزیمم سرعت تبخیر آب موئینه‌ای مورد نظردست می‌آید.

برای اندازه گیری تبخیر و تعرق در حالت ماندگار<sup>۱</sup> در عمقهای مختلف سطح ایستابی از دو استوانه فلزی محتوی خاک شنی نرم که تقریباً " باجرم مخصوص ظاهری ۱/۲ گرم بر سانتیمتر مکعب بطوریکه تراکم شده بود استفاده شد. قطر هر یک از استوانه ها ۵۰/۵ سانتی-متر و طول آن ۱۲۲ سانتیمتر بود. استوانه های مذکور در آزمایشگاه با درجه حرارت  $1 \pm 24^{\circ}C$ ، رطوبت نسبی نزدیک ۶۰ درصد و تبخیر از سطح آزاد آب برابر با  $0.4 \pm 0.425$ ، سانتیمتر در روز قرار داده شدند.

در سطح خاک هر یک از استوانه ها چمن کاشته شد و برای جریان آب از پائین و ثابت نگاه داشتن سطح ایستابی در خاک از سیفون ماریوت<sup>۲</sup> استفاده گردید. بدین ترتیب با تغییر ارتفاع مخزن آب سطح ایستابی در خاک قابل کنترل بود. تغییرات مکش خاک با لای سطح ایستابی با کمک تانسئومترهای کوچک متصل به مانومترهای جیوه‌ای کنترل و کاهش حجم آب در اثر تبخیر و تعرق با کمک ترازوی حساس (تا ۰/۰۱ سانتیمتر آب) اندازه گیری شد. برای محدود کردن عمق ریشه چمن بنحوی که مستقیماً از آب زیرزمینی استفاده نکند، یک توری بسیار ریز سیمی از جنس آلومینیوم در عمق ۶ سانتیمتری هر یک از استوانه ها کار گذاشته شد. اطراف توری سیمی به عمق ۲ سانتیمتر با محلول کلرور آلومینیوم آغشته

گردید تا با ایجاد شرایط اسیدی گسترش ریشه را پائینتر از ۶ سانتیمتر محدود کند. آزمایش محدود کردن ریشه در سال ۱۹۸۰ انجام شد و نتیجه رضایت بخش بود (۱). اطراف بدنه هر یک از استوانه های فلزی عایقی از جنس پلکس گلاس<sup>۳</sup> به ضخامت ۷/۵ سانتیمتر پوشیده شده تا از تبادل حرارتی جلوگیری بعمل آورد. جزئیات چگونگی آزمایش در شکل (۱) نشان داده شده است. روش کار بدین-ترتیب بود که ابتدا یک سطح ثابت آب در خاک در عمق معین برقرار می‌شد و بعد از ۱۰ تا ۱۵ روز کاهش حجم آب مخزن اندازه گیری می‌گردید تا اینکه کاهش روزانه حجم آب مخزن یکسان گردد. پتانسیل رطوبتی خاک بالای سطح ایستابی بوسیله تانسئومتر نیز کنترل می‌شد و زمانیکه آب مصرف شده از مخزن و پتانسیل رطوبتی بالای سطح ایستابی چندان تغییری نمی‌کرد، فرض جریان ماندگار قابل قبول بود. منحنی خصوصیات رطوبتی خاک با روش سو و همکاران (۱۸) اندازه گیری شد. ضریب هدایت هیدرولیکی خاک غیر اشباع با روش آریا و همکاران (۳) اندازه گیری و با روش میلینگتون و کرک محاسبه شد. ضریب هدایت هیدرولیکی خاک اشباع با کمک یکی از استوانه های خاک قبل از انجام آزمایش و با استفاده از قانون داریسی اندازه-گیری گردید. برای اندازه گیری منحنی خصوصیات رطوبت خاک و ضریب هدایت هیدرولیکی از نمونه های خاک درون هر یک از استوانه ها استفاده شد.

### نتایج و بحث

رابطه تبخیر و تعرق در حالت ماندگار نسبت به عمق سطح ایستابی درون خاک شنی در شکل ۲ نشان داده شده است (منحنی الف). در این شکل منحنی مربوط به ماکزیمم سرعت تبخیر آب موئینه‌ای نسبت به عمق سطح

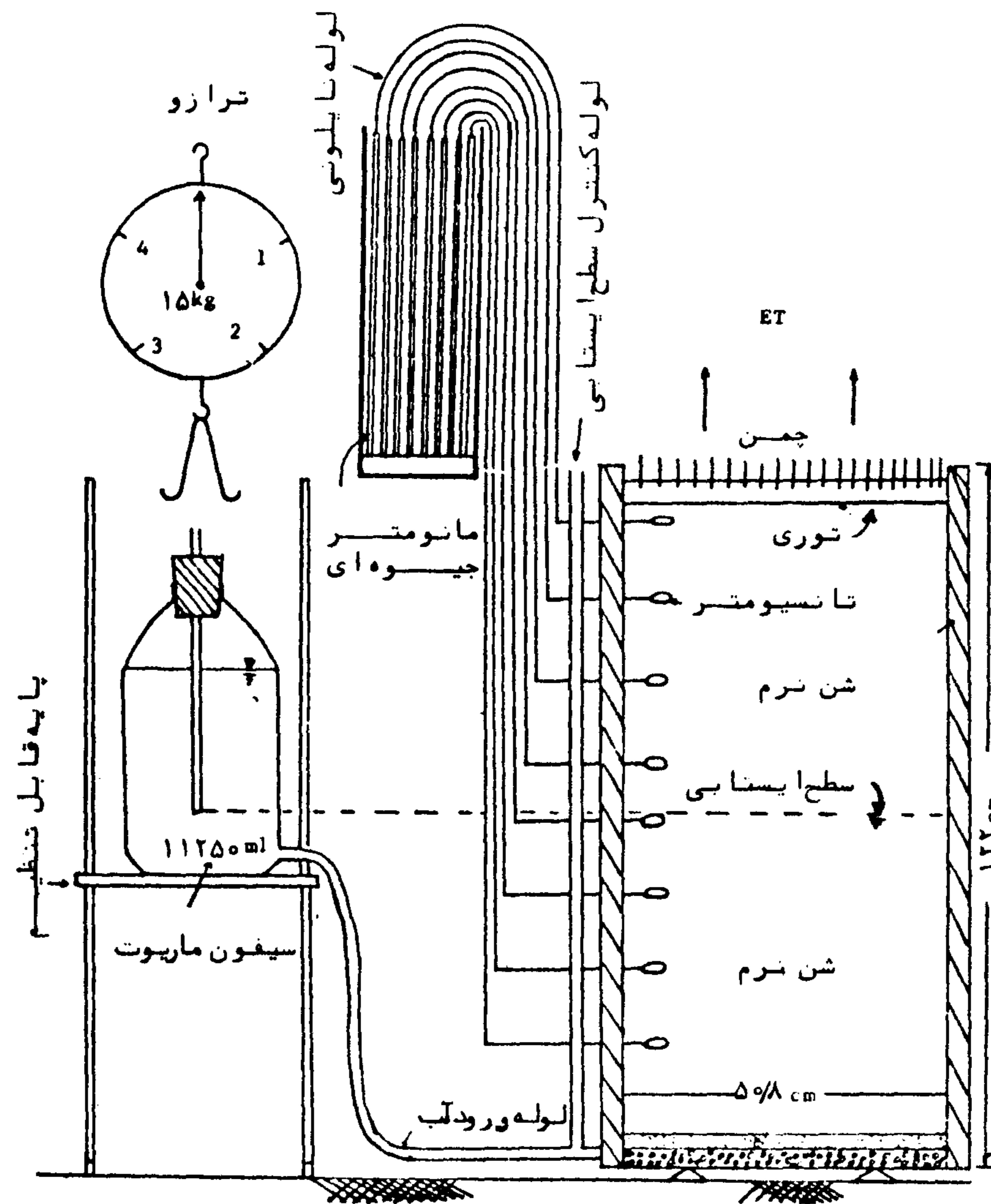
ایستایی نشان داده شده است (منحنی ب) ۰ منحنی ب در در شکل ۲ بوسیله معادله (۲) و با کمک ضریب هدایب هیدرولیکی که با روش میلینگتون و کرمک محاسبه شده بود بدست آمده است. شکل ۳ منحنی خصوصیات رطوبتی و شکل ۴ ضریب هدایت هیدرولیکی خاک را در این آزمایش نشان می‌دهد. بطور کلی روند تغییرات تبخیر و تعرق در حالت ماندگار اندازه گیری شده با ماکزیمم سرعت تبخیر آب موئینه‌ای از سطح خاک شباهت دارد. وقتیکه سطح ایستابی نزدیک سطح خاک (در فاصله ۱۸ سانتیمتری) قرار داشت، عملاً "تبخیر و تعرق ماندگار با میزان تقاضا در آزمایشگاه (۰/۴۲۵ سانتیمتر در روز تبخیر از سطح آزاد آب) برابر بود (منحنی الف، شکل ۲) ۰ این نشان می‌دهد که با نزدیک شدن سطح ایستابی به سطح خاک، رطوبت خاک بطرف رطوبت اشباع سوق می‌کند. لازم به تذکر است که میزان تبخیر از سطح یک خاک اشباع عملاً برابر تبخیر و تعرق بالقوه می‌باشد (۹ و ۱) ۰ در عمق ۸۷ سانتیمتری این خاک (منحنی الف، شکل ۲) میزان تبخیر و تعرق اندازه گیری شده برابر ۴ میلی‌متر در روز بود. یادآوری می‌گردد که منحنی ب در شکل ۲ در حقیقت ماکزیمم سرعت تبخیر آب موئینه‌ای هنگامی که مکش در سطح خاک از نظر تئوری بی‌نهایت است می‌باشد، در حالیکه منحنی الف در این شکل مربوط به ماکزیمم سرعت تبخیر و تعرق آب موئینه‌ای در عمقهای سطح ایستابی نیست. ۰

آزمایشات متعدد نشان داده است که با افزایش مکش در سطح خاک سرعت تبخیر آب موئینه‌ای بطور غیرخطی افزایش یافته تا اینکه به یک حد ماکزیمم برسد، از آن پس افزایش مکش در سطح خاک ناشی از افزایش پتانسیل تبخیر هیچگونه اثری روی تبخیر آب موئینه‌ای از سطح خاک ندارد بطوریکه مقدار آن در حد

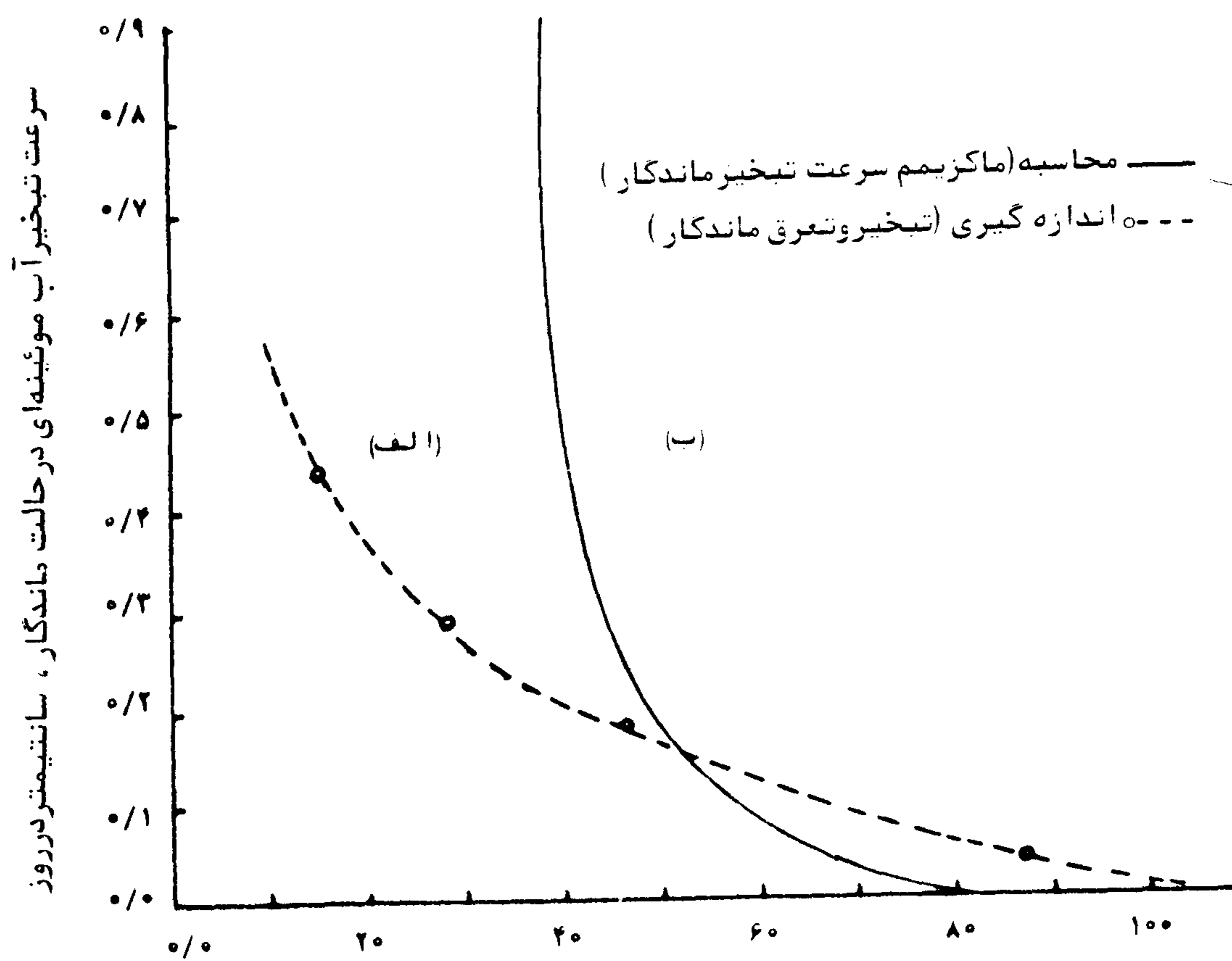
ماکزیمم ثابت می‌ماند. در حقیقت افزایش مکش در سطح خاک توسط پتانسیلی که تبخیر بالقوه ایجاد می‌کند امکان پذیر می‌گردد. این پدیده باعث افزایش سرعت تبخیر آب موئینه‌ای از سطح خاک برای یک عمق معین سطح ایستابی می‌گردد تا اینکه سرعت تبخیر آب موئینه‌ای از سطح خاک به حداکثر خود برسد و مقدار آن ثابت بماند. از آن پس افزایش مجدد قدرت تبخیر در حالیکه مکش سطح خاک را افزایش می‌دهد سرعت تبخیر آب موئینه‌ای را تغییر نمی‌دهد بطوریکه شیب منحنی آن نسبت به مکش صفر می‌گردد. علت امر این است که پتانسیل تبخیر در این مرحله نمی‌تواند بر پتانسیل ماتریک خاک غلبه کند، لذا سرعت تبخیر آب موئینه‌ای ثابت می‌ماند. حال اگر سطح ایستابی نوسان کند، فقط مقدار ماکزیمم سرعت تبخیر آب موئینه‌ای تغییر خواهد کرد ولی روند کلی منحنی های تبخیر آب موئینه‌ای نسبت به مکش در سطح خاک برای عمقهای مختلف سطح ایستابی با هم شباهت دارند. بدین ترتیب برای هر عمق سطح ایستابی یک ماکزیمم سرعت تبخیر آب موئینه‌ای از سطح خاک وجود دارد. ۰

اگر قدرت تبخیر (تبخیر بالقوه در آزمایشگاه) بیشتر از ۰/۴۲۵ سانتیمتر در روز انتخاب می‌شد، با توجه به آزمایشات گذشته (۷ و ۸)، منحنی الف در شکل ۲ با روند یکسان می‌توانست بالاتر قرار گیرد. انتخاب تبخیر بالقوه بالاتر از ۰/۴۲۵ سانتیمتر در روز در آزمایشگاه بعلت نیاز به گرمای بیشتر در شرایط مساوی عملی نبود و لزومی هم به اینکار نداشت. این مقدار تبخیر بالقوه برای نشان دادن روند تغییرات سرعت تبخیر و تعرق واقعی کافی بود. ۰

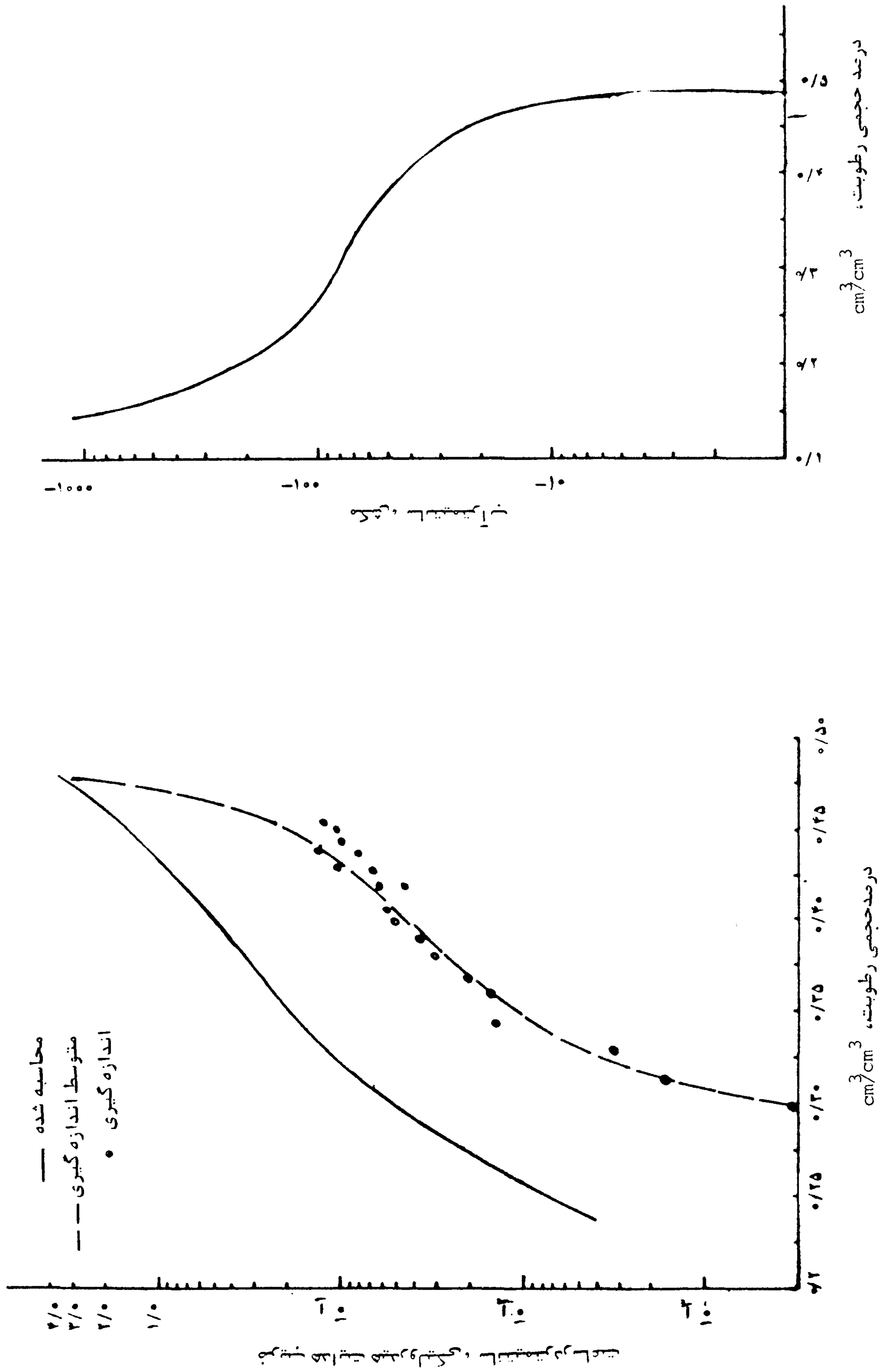
چون ریشه رطوبت پیرامون خود را جذب و در آنها به اتمسفر می‌فرستد، این عمل موجب کاهش پتانسیل آب



شکل ۱- جزئیات دستگاه اندازه گیری تبخیر و تعرق ماندگار در شرایط وجود سطح ایستابی در آزمایشگاه.



شکل ۲- سرعت تبخیر آب موئینه ای ماندگار نسبت به عمق سطح ایستابی برای خاک شنی نرم مورد آزمایش.



منبع ذخیره ناحیه ریشه تامین گردد. بدین ترتیب سهم آب زیرزمینی را می توان از منحنی ب در شکل ۲ بدست آورد با این تفاوت که عمق سطح ایستابی معادل فاصله بین سطح آب و کف ناحیه ریشه باشد. در این حالت کف ناحیه ریشه حکم سطح خاک را پیدا کرده بطوریکه افزایش مکش ناشی از پتانسیل تبخیر و تعرق اتمسفر موجب تسریع حرکت عمودی آب موئینه ای به این ناحیه شده تا اینکه برای عمق سطح ایستابی معین به ماکزیمم خود برسد. بدین ترتیب می توان ماکزیمم تبخیر آب موئینه ای را (یعنی در حقیقت مقدار آبی که از پائین وارد ناحیه ریشه شده است) از روی منحنی تئوری ب در شکل ۲ بطور تقریب بدست آورد. در محاسبه ماکزیمم سرعت تبخیر آب موئینه ای، برای کاهش اثر هیستریسیس<sup>۱</sup> می توان از هدایت هیدرولیکی بعنوان تابعی از درصد رطوبت خاک  $k(\theta)$  استفاده کرد چرا که این پدیده روی  $k(h)$  به مراتب بیشتر از  $k(\theta)$  اثر می گذارد.

ناحیه ریشه شده و در نهایت می تواند سرعت تبخیر آب موئینه ای را به ماکزیمم خود برساند، درست مثل حالتی که افزایش مکش در سطح خاک موجب این عمل می گردد (۷ و ۸). این بدان معنی است که سطح خاک بطور نظری برای تشکیل ماکزیمم تبخیر آب موئینه ای به کف ناحیه ریشه منتقل گردد و این ناحیه حکم یک منبع ذخیره رطوبت را پیدا می کند که از یک طرف آب از زیر ناحیه ریشه وارد آن گشته و از طرف دیگر توسط خاک و گیاه به اتمسفر می رود. البته اگر منطقه خشک به پائین کف ناحیه ریشه سرایت نکند و مواردیکه عمق ریشه کوتاه و یکنواخت باشد، این فرض معقول است. همچنین اگر ریشه مستقیماً به آب زیرزمینی دسترسی داشته باشد، می تواند مقدار زیادی از آب را جذب کرده و شرایط با آنچه در مورد ریشه های کوتاه صادق است تفاوت دارد. در عمل ممکن است بعلت فعالیت ریشه گیاه، آب لازم برای رفع نیاز آبی هم از آب حاصل از صعود آب موئینه ای و هم از

#### REFERENCES

- 1- Aflatouni, M. 1983. Evapotranspiration in the presence of a water table. Ph. D thesis, North Carolina State University. Raleigh, NC. 202p.
- 2- Anat, A. 1966. Steady upward flow from the water table. Unpublished Ph.D thesis, Colorado State University, Colorado, 90p.
- 3- Arya, L.M., G.R. Blake, & D.A. Farrel. 1975. Field Study of water depletion pattern in presence of soybean roots: III. Rooting characteristics and root extraction of soil water. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 39: 437-444.
- 4- Brooks, R. H. & A.T. Cory. 1964. Hydraulic properties of porous media. Hydrologic paper No. 3, Colorado State Univ., Ft. Collins, Colorado.
- 5- Buckingham, E. 1907. USDA, Bureau of soils bulletin, 38: 61.
- 6- Doering, E.J. 1963. Direct method for measuring the upward flow of water table. Soil Sci. 96: 191-195.
- 7- Gardner, W.R. & M. Fireman. 1958. Laboratory studies of evaporation from columns in presence of a water table. Soil Sci. 85: 244-249.

- 8- Hadas, A. & D. Hillel. 1968. An experimental study of evaporation from uniform columns in the presence of a water table. Trans. Int. Cong. Soil Sci., 9th, Adelaide, Aust. Vol. I, P. 67-74.
- 9- Lemon, E.R. 1956. The Potentialities for decreasing soil moisture evaporation loss. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 20: 120-125.
- 10- Millington, R.J. & J.P. Quirk. 1961. Permeability of porous media. Trans. Farady Soc. 57: 1-8.
- 11- Moor. R.E. 1938. Water conduction from shallow water tables. Hilgardia. 12:384-426.
- 12- Mualem, R.E. 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. Water resource research. 12(3): 513-522.
- 13- Raats, P.A. 1973. Steady upward and downward flows in a class of unsaturated soils. Soil Sci. 115: 409-413.
- 14- Raats, P.A. & W.R. Gardner. 1974. Water movement in the unsaturated zone. Chap.13 In: Drainage for Agriculture, J. VAN Schilfgaarde. ed., Agronomy Monograph No.17, ASA, Madison, WI, P. 311-357.
- 15- Reicosky, D.C., J. Millington, A. Klute, & D.B. Peters. 1971. Patterns of water uptake and root distribution of soybean in the presence of a water table. Agronomy journal. 64: 292-297.
- 16- Remson, I. & G.S. Fox. 1955. Capillary losses from ground water. Amer. Geoph. Union Trans. 36: 304-310.
- 17- Skaggs. R.W. 1978. A water management model for shallow water table soils. Water Resource Res. Inst., Univ. of North Carolina, No. 134.
- 18- Su. C. & R.H. Brooks. 1980. Water retention measured for soils. J. Irrig. Drain. Div. 106(2): 105-112.
- 19- White, W. N. 1932. A method of estimating ground water supplies based on discharge by plants and evaporation from soils, US. Geol. Survey, water supply paper 659. pp 1-105.



Measurement of Steady Evapotranspiration in Presence of a  
Water Table and Determination of Maximum Upward Flux.

M. AFLATONI.

Assistant Professor, Department of Irrigation, College  
of Agriculture, Isfahan University of Technology, Isfahan.

Received for Publication, February 21, 1988.

ABSTRACT

In 1981, to measure the steady evapotranspiration in presence of a water table at various depths, an experiment under controlled conditions was conducted using two tanks filled with a uniform fine sand. Results of steady evapotranspiration from grass for different water table depths were compared with the maximum theoretical steady upward flux evaporation at the soil surface. When decrease of water from reservoirs connected to the bottom of tanks was constant and the pressure head above the water table did not change, the decrease was considered as the steady evapotranspiration at a given water table depth. Maximum steady upward flux evaporation at the soil surface was estimated by the steady state one dimensional flow equation.

In general, increasing the water table depths decreased the steady evapotranspiration rate in a non-linear fashion. When the water table approached the soil surface, decrease of the reservoir weight was equal to potential evapotranspiration. Comparison of this relationship with that of the theoretical steady upward flux evaporation at the soil surface showed that the general trend of the changes in the experiment and theory was the same.

Based on the evaluation of steady evaporation, it seemed possible to take the distance between water table level and the bottom of root zone as water table depth; therefore, estimates of maximum steady upward flux, as the contribution of a shallow water table, from steady flow equation could be used in case of a plant cover.