

الفصل الثالث عشر

هيدروليكا النظم السطحية

تيودور س. ستريلكوف (USDA-ARS، ماريكوبا، أريزونا)
ألبرت ج. كليمنس (USDA-ARS، ماريكوبا، أريزونا)

ملخص: يشتمل الفصل على تحديد أهداف الري السطحي ووصف العمليات الفيزيائية. وسيتم مناقشة كل من العوامل الحقلية مثل الميل، والتسرب، والخشونة، وعوامل التصميم الفيزيائية مثل المقطع العرضي للخط أو الشريحة وطول المجرى، والعوامل الإدارية مثل التحكم في التدفق الداخل والتدفق الخارج، مع التأكيد على دور النمذجة كأداة للتصميم والإدارة، وهذا الدور يعد محور القوانين الفيزيائية مثل قوانين حفظ الكتلة وكمية الحركة. وسيتم بالتفصيل وصف النمذجة الهيدرولوجية، أو المعامل المدمج، كتقنية بسيطة نسبياً وصحيحة بدرجة كافية لكثير من الأغراض. وسيتم شرح الأخطاء التي تنشأ نتيجة لبعض الافتراضات التي توضع لتحقيق التبسيط. وإن المنهج الهيدروديناميكي أو المعامل المتوزع، يكون نفسه عرضة لسلسلة من التبسيطات، وهو مذكور مع تفصيل كاف لتحقيق فهم أساسي لتقنيات الافتراضات والحلول. وهناك عرض لحزمة من برامج الحاسب الآلي المفيدة للمستخدم، وينتهي الفصل بمناقشة تقنيات تقدير التسرب والخشونة في الحقل كمدخلات لبرامج التصميم والمحاكاة. الكلمات الأساسية: الكفاءة، الهيدروديناميكا، النمذجة، تقدير المعامل، المحاكاة، الري السطحي، الموازنة الحجمية.

(١٣,١) مقدمة

(١٣,١,١) الوضع الحالي والتاريخي للري السطحي

يتم الري السطحي عن طريق إضافة الماء عند نقطة معينة في الحقل والسماح له بالتدفق عبر سطح التربة لتصل إلى النباتات المستلمة، وقد تمت ممارستها في كثير من مناطق العالم منذ الأزمنة القديمة. ومنذ ٤٠٠٠ عام على الأقل، قام المزارعون في مصر، والصين، والهند، وبلدان أخرى من العالم بري الأراضي الزراعية. وفي عام ٢٠٠ قبل الميلاد، قام مزارعو البوهوكام بتحويل المياه مما يُعرف الآن بنهر سولت من خلال قنوات تم حفرها يدوياً بطول ٢٠٠ كم إلى وحول الموقع الحديث بفونيكس، أريزونا (Salt River Project, 1960)، وإن التاريخ الطويل، بما فيه من نجاح وفشل، له قيمة كبيرة. وتوضح الأدلة على الزراعة المستديمة في الأراضي الجافة المساهمة التي يمكن أن يشارك بها الري الناجح في المجتمع. وتؤكد دلائل التربة الملحية والنظم المهجورة على الحاجة إلى ممارسة الري بحكمة أو مواجهة عواقب مماثلة.

سريعاً بعد انتهاء الحرب العالمية الثانية، اتحدت التقنية، والطاقة، والدعم الصناعي لتشجيع النهضة السريعة في نظم الري بالرش، والتي تلاها الري الدقيق ونظم الطاقة المنخفضة LEPA. وما زالت، برغم شعبية نظم الري التي تعمل بضغط المياه (النظم المضغوطة)، تشير تقديرات الجمعية الأمريكية الجيولوجية USGS إلى أن حوالي ٤٨٪ تقريباً من بين ٢٥ مليون هكتار يتم ريها في الولايات المتحدة، وخدمتها بوسائل الري السطحية (Hutson *et al.*, 2004)، وتزداد النسبة إلى حوالي ٩٠٪ في الأجزاء الأخرى من العالم. وتعد في معظم الحالات الطريق الأرخص ثمناً لإضافة المياه للمحاصيل، وهي تتطلب في العادة الاستهلاك الأقل من الطاقة، ولكنها تعد أكثر الطرق إهداراً للمياه، وتعد أكثر احتياجاً للعمالة وأقل ملائمة من الطرق المضغوطة. ومع هذا، وتحت الظروف الحقلية المناسبة، يمكن أن يؤدي التصميم والإدارة الصحيحة للنظم السطحية إلى كفاءات إضافية أعلى، عند مقارنتها بالطرق الأخرى.

وهناك إمكانية أن تعمل على تطبيق العمل الآلي وتقليل متطلبات العمالة. والأكثر من هذا، ففي كثير من مناطق العالم، تكون العمالة باهظة التكاليف نسبياً، في حين تكون إتاحة المياه ورأس المال منخفضة.

(١٣, ١, ٢) جدولة الري مقابل النظامية الإضافية

إن الجانب الرئيس للري بكفاءة يكون عن طريق إضافة المياه إلى التربة بالكميات اللازمة وفي الأوقات اللازمة عبر الحقل المروي بأكمله. وتحديد احتياجات النبات من المياه تمت دراسته بالتفصيل في الفصل الثامن، وبمجرد تحديد الاحتياجات والتوقيت، فإن وضع هذه الكمية بالفعل عند جذور النبات ليس أمراً سهلاً وهو عرضة للدراسات الهيدروليكية للنظم داخل المزرعة التي تقوم بتوزيع المياه عبر المساحة المزروعة. وإن تغير الضغط في النظام المضغوط أو ارتفاعات سطح المياه في النظام السطحي، استجابة إلى تأثير التدفقات التي تسود المواقع المتنوعة في النظام، هو الذي يحدد انتظامية توزيع المياه على النباتات الفردية. وبالفهم الكامل لديناميكيات النظام والقدرة على التأثير عليه، يمكن اتخاذ القرارات العقلانية التي توازن تكاليف النظام مقابل الأموال المخصصة والتكاليف الأخرى للري المحلي الزائد أو الناقص.

(١٣, ١, ٣) دور المحاكاة في التصميم والتشغيل

قام تصميم النظم السطحية على الخبرة في المشروعات الناجحة، والبدئية، والتجميع التجريبي، وليس على النظرية بدرجة كبيرة. ومع هذا، فإن كثيراً من المشاكل التحليلية المتعلقة بالتنبؤ بتدفقات الري السطحية قد تم حلها الآن، ومن الممكن الآن القيام بتطوير التصاميم وتوصيات التشغيل بناءً على المحاكاة، أي حلول المعادلات الهيدروليكية المتعلقة بها مع القيم التجريبية لمتغيرات التصميم خلال البحث عن الأمثل.

وتعبر هذه المعادلات عن القوانين الفيزيائية الأساسية: قانون حفظ الطاقة وكمية الحركة. ومن منظور قدرتنا المحدودة كي نقوم نظرياً بالتنبؤ بتفاعل التربة والنباتات في النظام مع هيدروليكا مجرى الري، فإن بعض المدخلات العملية تكون

ضرورية. ولكن عن طريق تقييد الجوانب العملية للدراسة بإمكاننا أن نأمل في مزيد من الشمولية للنتائج أكثر من الممكن مع مزيد من المحاولات العملية الخالصة لتوقع سلوك المجرى أو أداء الري.

(١٣, ١, ٤) نطاق الفصل

يقدم هذا الفصل نظرة عامة لسلوك قنوات الري من خلال تأثيرها على المعاملات الهيدروليكية للتربة والمحصول، ومعاملات التصميم الفيزيائية، ومعاملات إدارة الري. وتحدد هذه المعاملات نتائج وجدارة الري. وسيكون التركيز على محاكاة تدفق الري السطحي للاستخدام في تطوير توصيات التصميم والإدارة.

ويتم عرض حالات المحاكاة من خلال كل من وجهة النظر الهيدرولوجية والهيدروديناميكية. فالمنهج الهيدرولوجي أو المجمع لشكل يجعل افتراض شكل مجرى الري شيئاً مفيداً. وإن أحد التقريبات أو غيره لقانون حفظ كمية الحركة يؤسس العمق عند إحدى النقاط في المجرى، وبشكل نموذجي عند بداية اتجاه السريان. ويؤدي مبدأ قانون حفظ الكتلة عندئذ إلى معادلات تفاضلية عادية (أو إلى تكامل مناظر معقد) في طول المجرى كدالة في الزمن. ولا يقوم المنهج الهيدروديناميكي أو الموزع باستخدام افتراضات الشكل، وبدلاً من هذا يستخدم مبادئ حفظ الكتلة وكمية الحركة لحل الاختلافات في العمق والتصرف داخل المجرى المائي، ويؤدي هذا إلى معادلات تفاضلية جزئية في الزمن والمسافة أو ما يكافئها.

وهناك عرض للمعادلات التي تحكم التدفق سوياً مع الشروط الأولية والحدية. وهناك وصف لبرامج المحاكاة التي تقوم على الحلول العددية للمعادلات. ويمكن تطبيق المعادلات التي تحكم التدفق على مشكلة عكسية: تقدير معاملات الحقل من السلوك المشاهد لمجرى الري. وعند الحاجة يكون هناك عرض لهيدروليكا الري السطحي في صيغة لا بعدية لتسمح بنقل أكبر كمية من المعلومات بأقل جهد حسابي وأقل حجم لقاعدة البيانات، ويتم عادةً حساب وتخزين قواعد بيانات حالات المحاكاة لأجل التصميم بدون أبعاد.

والهدف هو تطوير نظم ري سطحية يمكن تشغيلها بطريقة ذات كفاءة، وفعالة، ومستديمة، ومناسبة للبيئة.

(١٣,٢) المفاهيم الأساسية لهيدروليكا الري السطحي

(١٣,٢,١) خصائص الري السطحي

يتم نقل المياه في الري السطحي إلى الطرف العلوي أو مدخل حقل أفقي (مستو) أو مائل ويتم إطلاقها هناك لتتدفق عبر الحقل عن طريق الجاذبية الأرضية. وهناك خاصية واضحة ومهيمنة على الري السطحي وهي أن تدفق نفس القنوات التي تنقل المياه إلى أطرافها البعيدة يتم استخدامها أيضاً على طول الطريق لسحب المياه بالتسرب لأجل احتياجات النبات. وهناك خاصية واضحة وجلية أخرى وهي أن المقطع العرضي للتدفق ليس مقيداً بمحدود ثابتة كجدار أنبوب مثلاً، ويكون عمق التدفق حراً في البحث عن مستواه. ففي أنبوب ما حتى لو لم تكن ممتلئة عند وقت بدء الري، فإن المياه تتحرك بسرعة نحو الطرف، ويكون زمن تشغيل المدخل الجانبي عند الطرف البعيد هو نفسه عند الطرف القريب. ولكن في الري السطحي تتحرك المياه نمطياً بشكل أبطأ كثيراً، وتتطلب أحياناً ساعات لتتحرك عبر خط مفرد.

إن سريان مياه الري عندما تحاط بالخطوط فإنها تتدفق في اتجاهات محددة معروفة، وتكون الأبعاد العرضية لمثل هذه المجاري المائية أصغر بكثير من امتداداتها الطولية، وتكون التغيرات العرضية في ارتفاع سطح المياه، والمكونات العرضية للسرعة غير كبيرة. وعلاوة على هذا ففي الأحواض أو قطاعات الشرائح التي تم إنشاؤها على نحو جيد، فإن الميل العرضي يكون مهماً، وبمجرد أن يتقدم التدفق بانتظام عبر نهاية الحقل، فإنه يتقدم على امتداد سطح الحقل ويتغير عرضي بسيط، وفي هذه الحالات يكون التحليل أحادي البعد للتدفق كافياً. ويمكن عرض العوامل الهيدروليكية مثل سرعة التدفق والعمق كدوال في المسافة على امتداد القناة والزمن، أي، في سطح أحادي البعد.

ولكن في بعض نظم الري السطحي لا يتم توفر شروط العرض الكافي أحادي البعد، ومن المعتاد في الأحواض المستوية بدرجة عالية، على سبيل المثال، أن يتم إضافة المياه من مصدر مفرد بشكل حيوي، أو مصدر موجود عند أحد الأركان، أو في منتصف الجانب. ويتنشر التدفق غير المقيد من المصدر في كل الاتجاهات الممكنة. ولا يهم أي اتجاه يتم اختياره للمحاكاة أحادية البعد، ويمكن اعتبار النتائج على أنها تقريبات شديدة التقريب، ويكون هناك حاجة للتحليل ثنائي البعد. وعلاوة على هذا، ففي حقل غير كامل التسوية أو في حقل مدرج إذا لم يكن حجم المجرى المائي كبيراً جداً بحيث تكون أعماق المياه أكبر بكثير من الاختلافات في ارتفاعات سطح الحقل، فإن المياه سوف تتركز في المناطق المنخفضة، مقدماً وأثناء الانحسار، مع حدوث انخفاضات ناتجة في انتظامية الإضافة عبر الحقل. ويمكن أن تتوقع المحاكاة ثنائية البعد التوزيع الناتج للمياه المتسربة.

وفي حالة التدفق المضغوط، حيث إن العلاقة بين الضغط الخطي والتصرف الخارج من الخط الفرعي من خلال فوهة أو منقط تكون معروفة نسبياً، فإن توقع التصرف الخارج من الخط الفرعي عن طريق تسرب التربة يكون أكثر صعوبة. وبرغم أن نظرية التسرب تم تأسيسها على نحو جيد (الفصل السادس)، إلا أن النتائج تعتمد على الخصائص الفيزيائية والكيميائية للتربة، بما فيها التركيب الهندسي لجزيئات التربة وترتيبها في المصفوفة والمحتوى المائي المحيط داخلها. والأكثر من هذا ففي ري الخطوط، يمكن أن يتسبب العمق المتغير للتدفق على المنطقة المبللة بالتأثير على التسرب عبرها إلى داخل التربة المحيطة. فتميز هذه العوامل باختلافها من مكان لآخر على امتداد مجرى الري يمكن أن تكون مهمة كبيرة، ومن الشائع القيام بافتراضات تبسيطية كبيرة.

في خطوط الضغط، يتم القيام بمقاومة التدفق من خلال الجدران الملساء أو الخشنة بدرجة بسيطة ويكون من السهل نسبياً توصيفها. وإن العلاقات بين معدل التدفق وانخفاض الضغط في الأنابيب، خلال الطرق التجريبية، تعد أموراً معروفة جيداً ويمكن قياسها مع قابليتها الجيدة للتكرار. بينما في الري السطحي يمكن مقاومة التدفق عن طريق أنواع التربة

الجرداء، التي يتم تمثيلها بعمليات ري سابقة، أو عن طريق الكتلة الترايية التي تعتبر كبيرة مقارنة بعمق التدفق بالمجرى، أو عن طريق وضع طبقة من التبن (النشارة) عند قاع الخطوط أو الأخاديد، أو عن طريق جذوع وأوراق النبات التي تنمو خلال مجرى الري. من الصعب تمييز سحب التشكيل المبذول بهذه العوامل، حتى لو كانت أشكالها، وأحجامها، وكثافة حدوثها معروفة. وكما في حالة التسرب، فإن الافتراضات التبسيطة الرئيسة يتم عرضها في عملية تمييز مقاومة التدفق في معادلات المحاكاة.

(١٣, ٢, ٢) عملية الري السطحي

تكمن مهام الري كاملة المراحل، والتي تبدأ بمرحلة تقدم جبهة البلل، التي تتحرك فيها المياه عبر الحقل من نقطة الدخول. ويمكن أن يتباطأ التقدم ويتوقف لحظياً قبل الاكتمال (الوصول إلى نهاية الحقل)، عند إحدى النقاط المتوسطة على امتداد مجراه. وسوف تحدث هذه الحالة إذا كان معدل تسرب التربة كبيراً جداً بالنسبة لحجم التدفق المائي أو مدة الاستمرار. وإلا، سوف ينتهي التقدم عندما تتصادم مقدمة التدفق المائي مع حدود الحقل. وفي حوض ما، يتم منع الجريان السطحي عن طريق عمل مجاز ضيق، وتقوم المياه بتكوين بركة وراءه، وإلا سوف يحدث جريان سطحي للتدفق عند الطرف. وبعد اكتمال التقدم، وأثناء مرحلة التخزين، فإن التسرب يستمر حتى يتم إضافة كمية كافية من المياه لتلبية متطلبات الحقل. وبعد توقف التسرب، في مرحلة النضوب، فإن التدفق السطحي يقل في العمق، حيث إن التسرب، ومن المحتمل الجريان السطحي يستمران. وفي النهاية يكون سطح التربة أسفل التدفق المائي مكشوقاً حيث يبدأ مرحلة الانحسار، وعادة من بداية منبع السريان. وبوجود ميل صغير كافٍ، يمكن أن يبدأ الانحسار من نهاية مصب السريان، ويمكن أن يقلص التدفق كذلك عند كلا الطرفين. والفترة الزمنية بين وصول التدفق المائي ومغادرته عند نقطة ما يُعرف بزمان فرصة التسرب لهذا الموقع.

يمكن تمييز مرحلة التقدم بالعدواني إذا انتهى المقطع الجانبي للمجرى عند حد غير حاد يتقدم بشكل سريع نسبياً، مع انخفاض تدريجي فقط في السرعة. وهذا أمر

محتمل غالباً عند بدء تقدم التدفق. ومن وجه نظر المحاكاة، فإن هذه تعد مشكلة رياضية محيرة: فالتغيرات الصغيرة في أي من الشروط المسلم بها تؤدي إلى تغييرات صغيرة في التقدم المحسوب. ولكن كلما تم سحب المزيد والمزيد من التدفق عن طريق التسرب، حيث يزداد طول التدفق المائي، وخاصة مع الأحجام الصغيرة للتدفق وأنواع التربة المنفذة نسبياً، فإن المقطع الجانبي لجهة تقدم موجة المياه يميل أكثر إلى تكوين حد يتقدم ببطء شديد (ربما عند ٢,٠ م/دقيقة أو أقل) أو عند البدء والتوقف. وهذا النظام يكون مربكاً بدرجة سيئة: فالتغيرات الصغيرة في التدفق، أو خصائص التسرب، أو ميل سطح التربة، أو الخشونة يمكن أن تنتج فروقاً كبيرة في زمن التقدم عند نقطة ما. ومحاكاة هذه الحالة ليس أمراً شاقاً^(١) جداً، مع إمكانية القيام بالحساب الغير منطقي للأعماق السلبية والانحسار المبكر لطرف المقدمة.

ويمكن كذلك أن يحدث الانحسار فيزيائياً عند الطرف المتقدم من جبهة البلل، إما قبل اكتمال التقدم أو بعده، وأي نقص في معدل التدفق في مسار تشغيل النظام يمكن أن يؤدي إلى انحسار طرف جبهة التقدم. وفي حين أن هذا يحدث في أغلب الحالات بعد قطع التدفق في الحقول الأفقية أو الأفقية تقريباً، فإن هذا يمكن أن ينتج في الحقول المائلة كذلك، وقبل قطع التدفق. ومن الضروري فقط أن يتم تجاوز معدل التدفق Q_0 ، عن طريق معدل النمو للحجم المتسرب بأكمله V_z ، أي أن يكون dV_z / dt أكبر بكثير من Q_0 بحيث لا يمكن تعويض التفاوت بتقليل عمق المياه السطحية فقط. ونظرياً، فإن معدل التسرب الذي يزداد مع زمن البلل يمكن أيضاً أن يتسبب في حدوث مثل هذا السلوك. وبشكل نمطي، فإن معدلات التسرب تقل مع الزمن، أو تظل ثابتة، ولكن هناك تسجيل لبعض الحالات التي ازدادت فيها (Trout and Johnson, 1989).

وهناك سبب شائع آخر لانحسار الطرف المتقدم قبل توقف التدفق وهو نقص تشغيل نظام الخطوط. وفي هذا النمط من التشغيل، فلمنع الجريان السطحي الزائد من

(١) يقال لنموذج ما إنه شاق عندما يكون في الإمكان تشكيل مدى واسع من الظروف بدون تدخل المستخدم لمنع محاكاة فاشلة.

طرف الحقل ، يقل التدفق عند وصول التيارات المائية إلى طرف الحقل. وإذا كان التدفق المتبقي غير كاف للعمل على استدامة التسرب عبر الطول الكلي للمجرى المائي ، فلن يتوقف الجريان السطحي فقط وإنما سيتراجع التدفق المائي من طرف الحقل ، وسينكمش الطول حتى يعمل معدل التدفق على موازنة المعدل الكلي للتسرب من الخط. وإذا انخفضت معدلات التسرب بدرجة كافية قبل التوقف ، فإن التيار المائي يبدأ أخيراً في التقدم مرة أخرى. ونظرياً ، إذا كان معدل التسرب في التربة ومعدل التدفق إلى الشريحة أو الخط ثابتين ، فسوف يستمر التقدم ، أي سوف يزداد طول التيار المائي حتى يتوافق التسرب الكلي على امتداد الطول مع معدل التدفق ، وعندها سوف ينقطع التقدم ، وسوف يظل طول التيار المائي ثابتاً إلى أن تتغير الشروط.

وعندما ينقطع التدفق الداخل قبل أن يصل التيار المائي إلى نهاية الحقل ، فإن التقدم يستمر عادةً لفترة من الزمن ، إذا كان التيار المائي عميقاً بدرجة كافية ، وكان الميل كبيراً جداً ، وكان التسرب ، والخشونة ، والاستهلاك النباتي لهم قيم صغيرة بشكل كاف. وهذه أحد ظروف التشغيل الشائعة في حالة الري عالي الكفاءة في الأحواض المستوية وفي قطاعات الشرائح المائلة ، حيث تعمل على تقليل كمية الجريان السطحي.

ولكن إذا بدأ انحسار طرف المقدمة عن طريق قطع التدفق المائي قبل الموعد المناسب ، فإن الطرف المتقدم يعمل على انحسار منبع السريان ، بينما في نفس الوقت ، إذا كان ميل الحقل كافياً ، فإن الطرف الخلفي ينحسر من طرف المنفذ ، إلى أن تختفي كل مياه السطح داخل التربة. وما لم يتم التخطيط لسلسلة من التدفقات ، بحيث تقوم كل دفقة بالتقدم إلى أبعد ما قامت به التي تسبقها ، فمن الواضح أن هذه ليست حالة تشغيل معتادة ، حيث إن جزءاً من الحقل يتم تركه جافاً بالكامل ، ومناطق أخرى سوف تتسلم كميات صغيرة من المياه المتسربة. وهناك بعض النماذج الرياضية المناسبة لعملية الري السطحي ، مثل SIRM (ISED, 1989) و SRFR (Strelkoff et al., 1998) يمكن أن تتنبأ ببداية انحسار طرف المقدمة.

وتمثل الظاهرة بأكملها حالة من التدفق غير المستقر، وغير المنتظم، والمتغير بشكل حيزي عبر قاع منفذ، وهي تشبه الحالات الأخرى من التدفق فوق سطح الأرض. وفي مثل هذه الحالات فإنه يمكن وصفها إما من خلال تتابع من المقاطع الجانبية للمياه السطحية، أو من خلال المنحنيات المائية التي توضح اختلاف معدل التصريف السطحي أو العمق مع الزمن عند سلسلة من المحطات على امتداد الطول. (١٣، ٢، ٣) أداء الري

إن ميزة عملية الري تحدد كيف يتم إضافة المياه بشكل جيد، وتعد المنحنيات الوصفية المتعددة استخداماً شائعاً للقيام بهذا. فانتظامية ما بعد توزيع الري المساحي للمياه المتسربة (التوزيع الطولي في اتجاه واحد) يتم التعبير عنها غالباً من خلال معامل الانتظامية، وهو النسبة بين أدنى عمق في التوزيع إلى متوسط عمق التسرب:

$$DU_{\min} = \frac{d_{\min}}{D_{\inf}} \quad (١٣، ١)$$

أو نسبة متوسط الربع المنخفض من الأعماق إلى متوسط العمق:

$$DU_{LQ} = \frac{\tilde{d}_{LQ}}{D_{\inf}} \quad (١٣، ٢)$$

إن كفاءة الإضافة هي نسبة حجم المياه المضافة التي تساهم في احتياجات النبات (Burt et al., 1997). وعندما يساوي أدنى حد في التوزيع بالضبط العمق المطلوب، فإن الكفاءة تعرف بأدنى كفاءة إضافة محتملة:

$$PAE_{\min} = \frac{D_{REQ}}{D_Q} \times 100\% \quad (١٣، ٣)$$

مع التعبير عن الأحجام بدلالة الأعماق المكافئة للحقل الواسع. وعندما يتوافق العمق المطلوب تماماً مع متوسط أعماق الربع المنخفض، فإن كفاءة الإضافة تعرف

بكفاءة الإضافة المحتملة في الربع المنخفض، PAE_{LQ} . وبناءً على ظروف التشغيل، هناك حدود أخرى يكون لها أهميتها في وصف جدارة الري وهي الأحجام، أو الأعماق المكافئة، أو نسب الجريان السطحي والتسرب العميق (التسرب الزائد عن المطلوب). انظر أيضاً الفصل الرابع عشر.

(١٣,٣) العوامل التي تؤثر على عملية الري السطحي

إن العوامل المستقلة، التي تحكم سلوك التيار المائي في الحقل أو التي تحدد طريقة الحل لمعادلات التحكم في إحدى حالات المحاكاة، يمكن تصنيفها إلى ثلاث مجموعات:

١ - ظروف الحقل السائدة: ارتفاعات سطح التربة، والخشونة، والتسرب.

٢ - هندسة وأبعاد النظام.

٣ - تشغيل النظام.

وفيما يلي تجميع كل الجوانب الهندسية للمتغيرات المستقلة في مجموعة واحدة، وظروف الحقل المتبقية، وتحديدًا، مقاومة التدفق السطحي والتسرب إلى داخل التربة، تم تجميعها في مجموعتين أخريين. ويمكن أن تؤثر إدارة النظام على كل هذه العوامل: فتدريج الحقل يقلل من عدم الانتظام في ارتفاعات القاع أو يعمل على تسوية الحقل أيضاً، والفعل الطريدي (وهو سحب أسطوانة ثقيلة وملساء على امتداد طول الخط) أو دفع ماكينة المزرعة في الخط (جعل العجلة تقوم بالتجديف) يعمل على انضغاط وتقليص سطح التربة بما يقلل كلا من الانجراف والتسرب، بينما تعمل إضافات البوليكماز (Trout et al., 1995) على زيادة التسرب، وكذلك تقليل قابلية مقاومة سطح التربة. والنوع الأخير من العوامل المستقلة يقوم بوصف المنحنى المائي للتدفق.

(١٣,٣,١) هندسية النظام

في الحالة الأكثر بساطة، تُحدد هندسية القناة التي تنقل تيار الري بالقطاع العرضي للخط، أو بقطاع الشريحة، أو الحوض وطوله وميله، وكذلك من خلال

الشروط الحدية لمنبع ومصب السريان، أي، ما إذا كان التدفق حراً في دخول ومغادرة كل طرف.

وعند طرف منبع السريان من كل قناة تدفق، فإن شكل التدفق يحدد ما إذا كان التصرف يمكن أن يُعطى ككمية مستقلة. وفي حالة وجود أنبوب بفتحات وحرية التدفق في الخروج من الفتحات، فإن التدفق يكون مستقلاً عن العمق في الخط. ويعتمد التدفق خلال أنابيب السيفونات أو قنوات التصريف بعض الشيء على عمق التدفق، الذي من المحتمل أن يتميز بارتفاعات القاع المختلفة. وعلى سبيل المثال، مع طرق الإنشاء البدائية تكون التدفقات معتمدة بشكل مباشر على ارتفاع سطح المياه في القناة. وبالتالي، فإن تصميم نظام الخطوط يمكن أن يكون له أثر كبير على أداء الري السطحي.

ويتم في بعض الأحيان تعديل الأحواض المستوية التقليدية عن طريق إنشاء قنوات النقل، وهي خطوط كبيرة حول المحيط الخارجي للحوض، والتي يتم تصميمها لتوصيل المياه من المنفذ سريعاً إلى طرف مصب السريان، وبهذا فإن هذا الحوض يتم ريه من كلا الجانبين. وتحت الظروف المثالية، فإن كفاءة مثل هذا الحوض تقترب من كفاءة الحوض الذي يساوي نصفه طولاً بالضبط.

وللسماح بالقيام بالإضافات الخفيفة بانتظامية جيدة وتوفير مخرج لمياه الأمطار، فإنه يتم في بعض الأحيان إنشاء الأحواض المستوية لتسمح بكل من التدفق الداخل والتدفق الخارج من أحد جوانب الحوض (الأحواض المستوية ذات الصرف الخلفي، Dedrick, 1991). وفي توسع متأخر لمفهوم الصرف السطحي، التي تشيع في الوادي المنخفض الرطب بميسيسيبي، فإن الحقل الكبير الذي تمت تسويته بالليزر يتم تشكيكه على شكل شبكة من الخطوط المتصلة عن طريق شبكة من القنوات الضحلة الصغيرة التي تقوم بكل من وظائف الإضافة والصرف. ويتم سريعاً إغراق كل مساحة فرعية صغيرة بما يؤدي لحدوث انتظامية جيدة. والمياه الزائدة، بالمثل، تتصرف بحرية إلى خارج المنطقة المزروعة.

وعند طرف مصب السريان من الحوض التقليدي أو مجموعة الخطوط، فإن الشكل الأكثر بساطة هو النهاية المغلقة مع تدفقات خارجة تساوي الصفر. وبالتبادل، ربما يكون هناك سقوط زائد للمياه لداخل قناة الصرف. ويمكن لخط أو قناة التجميع المستعرضة، التي يكون منسوب المياه بها أعلى من قاع الخطوط الطولية، أن تؤثر على التدفق الخارج الناتج من هذه الخطوط، بتأثير يضاعف التدفقات داخلها.

ويمكن أن تختلف ميل القاع على امتداد طول المجرى، وإذا تضاعفت تدفقات الخط، فإن أشكال القاع في الخطوط المتجاورة في مجموعة ما سوف تؤثر كذلك على التدفق في أي خط منها. وفي أي حدث، فإن كلا من التغيرات الطولية في اختلافات التدرج والاختلافات المستعرضة في شكل القاع يمكن أن يكون لها أثر كبير على انتظامية التوزيع الموسعة عبر الحقل.

وإن اختلاف الموقع في شكل القاع يكون أيضاً محتمل الحدوث في التدفقات ثنائية البعد. وفي الأحواض، فإن حتى مقداراً صغيراً من التغير يمكن أن يكون له أثر كبير على نمط توزيع التسرب بعد الري. وفي الحوض الذي تمت تسويته حديثاً باستخدام الليزر من التقليدي أن يظهر به انحراف قياسي في الارتفاع بما يساوي حوالي ١٠ مم، في حين أن المزيد من التدرج التقليدي ينتج انحرافات قياسية من سطح مستو بما يساوي ربما من ٢٠ إلى ٢٥ مم أو ضعف هذا في بعض مناطق العالم (Fangmeier *et al.*, 1999). انظر الفصل الخامس لمراجعة تقدير تأثير الاختلاف المكاني في ارتفاعات سطح التربة على انتظامية التوزيع في الأحواض. ولم يتم بشكل جيد توثيق التأثير على خطوط الشرائح المائلة، ولكن، بشكل نوعي، يمكن توقع أن أهمية الانحرافات عن السطح المستوى سوف تختفي مع معدلات التدفق، والميل، والخشونة العالية.

وإذا تم إنشاء الخطوط يدوياً، فيمكن أن يكون هناك اختلاف طولي كبير في المقطع العرضي وأيضاً في ميل القاع. ولكن حتى مع الخطوط التي يتم عملها بالماكينة، إذا كانت التربة التي يتم ربيها قابلة للمقاومة وإذا كانت سرعات التيار المائي عالية، فربما يكون هناك اختلاف زمني ومكاني في المقطع العرضي كنتيجة للمقاومة والتسرب

(Trout, 1992). وإن عمليات محاكاة نقل الرواسب في الري السطحي تعد في أطوارها الأولى، ولكن أهمية مثل هذه الاختلافات في المقطع العرضي يمكن دراستها عن طريق إعطاء أرقام معقولة كدالة في المكان والزمن كمعلومات مدخلة لنماذج المحاكاة القادرة على التكيف مع هذه التغيرات. إن عمل المقارنات للمعلومات الخارجة مع وبدون التغير سوف توضح الحاجة إلى التشكيل المتقل للقاع في الري السطحي. ولا بد من ملاحظة أن الاهتمام الحالي بتصوير ظاهرة نقل الرواسب (Strelkoff and Bjorneberg, 2001; Bjorneberg *et al.*, 1999) ينبع مباشرة أساساً من احتمالية وجود توصيات التصميم والإدارة التي تهدف إلى تقليل تحريك التربة على ومن الأرض المروية.

(١٣,٣,٢) مقاومة التدفق

إن مقاومة سطح التربة وغمر النبات فوق تدفق مجرى الري يُعبر عنه عادةً من خلال ميل الاحتكاك S_f ، الذي يُعرف بقوة المقاومة بالنسبة لوزن المجرى (كل منها، لكل وحدة طول من القناة). وهو يعتمد على الخصائص الهندسية لعناصر المقاومة (الحجم، والشكل، والتوزيع، ... إلخ.)، والمقطع العرضي للتدفق، ومتوسط سرعة التدفق. والصيغة التالية لشيزي (Che'zy) C تعبر عن هذه العلاقة:

$$S_f = \frac{Q|Q|}{A_y^2 C^2 R} \quad (١٣,٤)$$

حيث إن A_y هي مساحة المقطع العرضي للتدفق، و Q معدل التدفق (مع إشارات قيمة مطلقة لحساب التدفق وانعكاس المقاومة)، و R نصف القطر الهيدروليكي، أي نسبة مساحة المقطع العرضي إلى محيط البلل. وبالتبادل، فإن معامل النقل K يمكن تعريفه كما يلي:

$$Q = K\sqrt{S_f} \quad \text{حيث} \quad K = A_y C \sqrt{R} \quad (١٣,٥)$$

في حالة حدوث التدفق في الاتجاه الموجب.

(١٣, ٣, ٢, ١) مقاومة السطح

يعتمد معامل شيزي C بشكل أساسي على الخشونة النسبية، وهي النسبة بين حجم عنصر الخشونة إلى نصف القطر الهيدروليكي. ومعادلة ماننق العملية واسعة الاستخدام هي:

$$C = c_u \frac{R^{1/6}}{n} \quad (١٣, ٦)$$

وهي تتميز بوجود معامل الخشونة المطلقة n، الذي يُعبر عنه بوحدة م^{١/٦} بما يجعل الخشونة النسبية بدون أبعاد، ومعامل الوحدات، c_u، في النظام المتري هو م^{٢/٦}/ث. وللسماع باستخدام نفس قيمة n العددية في نظام وحدات القدم-باوند، فإن

$$c_u = 1.486 \text{ ft}^{1/3} \text{ m}^{1/6} / \text{s}$$

وبالاستنباط بدون النظرية الحديثة لمقاومة التدفق المضطرب، فإن معادلة ماننق، لكي تتوقع بدقة قيمة C عندما تختلف أعماق التدفق عبر مدى كبير، تتطلب أن تختلف n مع R، بما يتضاد مع معناه كخشونة مطلقة. وقد افترض تيني وباسيت (1961) Tinney and Bassett قانون تغير رأس n مع العمق. وهناك مزيد من الدراسات النظرية (Sayer and Albertson, 1961) في القنوات المفتوحة شديدة الخشونة، التي تلت تحليلات كولبروك ووايت (Clebrook and White) للتدفق في الأنابيب مع وجود حجم مكافئ من حبيبات الرمل، مما أدى إلى المعادلة اللوغاريتمية:

$$C = 6.06 \sqrt{g} \log_{10} \left(\frac{R}{X} \right) \quad (١٣, ٧)$$

والتي تكون فيها X هو معامل الخشونة المطلق، مقاساً بالمتراً أو القدم، و g نسبة الوزن إلى الكتلة (حوالي ٩,٨١ م/ث^٢ في النظام المتري، و ٣٢,٢ قدم/ث^٢ في نظام وحدات القدم-باوند). وفي دراسة مقارنة لتمييز عناصر الخشونة الكبرى

(Strelkoff and Falvey, 1993) فإن الاختلاف الصغير في معامل ساير ألبرتسون X مقارنةً بالاختلاف الكبير في n يوضح تفوق معادلة ساير وألبرتسون Sayer and Albertson في هذه الحالة. وللسماح بتقدير X من قياسات الخشونة المطلقة، فإن المقارنات العملية والميدانية المكثفة في منتصف الستينات (Kruse *et al.*, 1965) لهندسة السطح المقاسة بدقة والقيم التي تم حسابها هيدروليكيًا لـ X أدت إلى النتيجة التقريبية التالية :

$$X = 12.9 \sigma^{1.66} \quad (13,8)$$

والتي تكون فيها σ هي الانحراف القياسي لارتفاعات السطح في الهندسة الدقيقة. ويمكن إيجاد المزيد من المعلومات حول الخشونة والانحراف في المراجعة المكثفة لماهيشواري (Maheshwari 1992).

(١٣,٣,٢,٢) مقاومة النبات

إن المناهج العملية النقية فيزيائياً، من الدراسات الكلاسيكية لري وبالم (Ree and Palmer 1949) تم استبدالها بمناهج أكثر تأسيساً قائمة على الفيزياء، بناءً على ما إذا كان الكساء الحضري بأكمله مغموراً في المياه أو بارزاً من تحت سطح المياه. في حالة النبات المغمور بالمياه، فإن مرونة أجزاء النبات، التي تتلوى إلى أوضاع مقلوبة تماماً مع زيادة سرعات التدفق، قد تم وصفها عن طريق متغير جفاف النبات MEI، حيث إن I ، هو كمية الحركة التمثيلية للقصور الذاتي للقطاع العرضي لساق النبات، و E معامل المرونة لمادة النبات، و M عدد السيقان لكل وحدة مساحة سطح (Kouwen *et al.*, 1981).

ويتم توزيع تشكيل المقاومة على النبات الذي يخترق التدفق عبر المقطع العرضي للقناة بأكملها وهو يساوي مجموع قوى المقاومة على الأجزاء المنفردة من النبات. وفي مقطع الشريحة (Petryk and Bosmajian, 1975) بكثافة نباتية a_p (المساحة المفترضة لكل وحدة حجم من التدفق) والتي تختلف مع الارتفاع η فوق القاع، فإن ميل الاحتكاك المعرض له النبات الموجود في التدفق عند سرعة V وعمق y يكون :

$$S_{f_{veg}} = C_D \frac{V^2}{2g} \frac{1}{y} \int a_p d\eta \quad (١٣,٩)$$

مع العلم بأن C_D معامل المقاومة (بقيمة، تبلغ في المعتاد حوالي واحد صحيح). وفي الدراسات العملية البسيطة بوجه خاص والتي تكون فيها أسلاك رأسية بقطر قدره D ، موضوعة عند كثافة قدرها M "سيقان" لكل وحدة مساحة سطح، $a_p = MD$ ، مقدار ثابت. فإن تقديرات الكثافة النباتية يمكن أن تستمر إما هندسياً، أو هيدروليكياً، أي، عن طريق الحسابات العكسية لميل الاحتكاك، والسرعة المتوسطة، وعمق التدفق. وسوف تشمل القياسات الهيدروليكية بالضرورة مقاومة سطح التربة، وهو مكون مهم إذا كان النبات غير كثيف، والذي يجب تقديره لعزل قيمة a_p . ويمكن إيجاد مزايا التغيرات في قيمة a_p في ديدلي وآخرين (1996) *Dudley et al.* وآخرين (1996) *Dunn et al.*

(١٣,٣,٢,٣) دمج مقاومة سطح التربة ومقاومة النبات

إن النمو الكثيف المغمور يجعل توزيع السرعة في الاتجاه الرأسي أكثر انتظامية، وبالتالي، فعند الحدود، يؤدي إلى انحدار أكثر حدة ومزيد من القص. وعلاوة على هذا، فإن عدم الانتظامية في توزيع السرعة الناجمة عن قص الجدار يؤثر على المقاومة على أجزاء النبات كدالة في العمق. ولكن في التقريب الأول، فإن مقاومة سطح التربة ومقاومة أجزاء النبات يمكن اعتبارهما مستقلين. وبهذا يمكن حساب مكوني المقاومة بشكل منفرد ثم إضافتهما معاً ببساطة (لاحظ أنه بينما تكون قوى المقاومة S_f وإضافية، فإن C و n و i ليست كذلك).

ولا يعد معامل ساير ألبرتسون X ولا الكثافة النباتية a_p ، شائعي الاستخدام اليوم بالنسبة لمحاكاة الري السطحي أو تصميمه (يمكن أن تتكيف $SRFR$ مع قيم X و a_p ، وتكون ثابتة ضمن المقطع العرضي). وفي حين أنه يمكن القيام بكليهما في التجارب الهيدروليكية، فإنه ليس هناك محتوى تجريبي يقترح قيماً ملائمة مقدماً.

والقياس الشائع للمقاومة، حالياً، هو معامل ماننق n في كل الحالات. وتقتصر NRCS في كتيبات التصميم الخاصة بها قيماً لظروف خطوط شريحة معينة (انظر الفصل الرابع عشر).

(١٣, ٣, ٢, ٤) الاعتبارات ثنائية البعد - S_f كمتجه

مع كون قوة المقاومة متجهاً له اتجاه يتضاد مع اتجاه متجه سرعة التدفق، فإن اتجاه المتجه S_f يكون موجهاً في المعتاد لتضاد اتجاه قوة المقاومة، في الحالة أحادية البعد، في نفس الاتجاه مثل التدفق. وهذا أمر واضح في المعادلة رقم (١٣, ٤)، التي تصلح للتدفق أحادي البعد في كلا الاتجاهين. وفي حالة التدفق ثنائي الاتجاه، فإنه يلزم التعبير عن العلاقات المناظرة بشكل أكثر تعميماً لأن مجرى الري، عند تدفقه حول المناطق العالية في سطح الحقل يمكن أن يأتي من أي اتجاه.

وفي حالة اتجاه ري افتراضي، ولكن في حالة الخشونة موحدة الخواص في كل الاتجاهات، والتي لا تعتمد على اتجاه التدفق، في نظام إحداثي ثنائي البعد $x_1 - x_2$ ، فإن المعادلة رقم (١٣, ٥) يمكن كتابتها كما يلي:

$$(١٣, ١٠) \quad q_1 = K\sqrt{S_f} \cos \theta_1 \quad \dots \quad q_2 = K\sqrt{S_f} \cos \theta_2$$

والتي فيها، عندما $i = 1, 2$ ، فإن q_i هو مكون اتجاه متجه التصريف لكل وحدة اتساع، و S_f كمية اتجاه متجه ميل الاحتكاك. وتكون K في هذه الحالة عدداً موجباً غير موجه، بدون انتساب لأي اتجاه. والزوايا θ_i تُعرف بأنها الزاوية بين اتجاه متجه S_f واتجاه المتجه x_i .

ويمكن أن يكون للحقل مقاومة أكبر في اتجاه أكثر من الاتجاه الآخر، فعلى سبيل المثال، عندما يتم حرائته بتموجات موازية لجانب واحد، أو عند نمو الحبوب المنتشرة، بمقاومة أكبر للتدفق عبر صفوفها أكثر منها على امتداد طولها. وفي هذه الحالة، يجب عرض النقل ككمية ممتدة تتبع قيمها الأساسية مباشرة من قيم الخشونة الأكبر والأدنى التي تقابل التدفقات في اتجاهات مختلفة. وعندما تكون هذه القيم ليست متشابهة، فإن

ميل الاحتكاك لن يقع على نفس الخط مع اتجاه متجه التصرف ، ولكنه سيكون منحرفاً عنه (Strelkoff *et al.*, 2003a).

(١٣, ٣, ٣) التسرب

يتم التعبير عن التسرب التراكمي على أنه عمق مياه السطح ، z (الموقع الفعلي لجهة الببل أسفل سطح التربة يعتمد على النفاذية ودرجة التشبع في التربة). ومن المفترض بشكل عام أن يكون التسرب التراكمي في مقطع الشريحة عبارة عن دالة في زمن فرصة التسرب فقط ، لأي نوع من التربة عند أي محتوى مائي أولي. وفي ري الخطوط ، يكون الحجم المترسب المتراكم لكل وحدة طول من الخط A_z ، له وحدة المساحة. وعمق الحقل المحلي z يعطى بالعلاقة $z = A_z / B$ ، حيث B التباعد بين الخطوط. ولأن مساحة سطح التربة التي يحدث من خلالها التسرب - محيط الببل - تعتمد على العمق ، فإن الأخيرة تؤثر كذلك ، مبدئياً ، على التخزين التراكمي.

ويوصف التسرب نظرياً بأنه الشرط الحدي في معادلة ريتشاردز للتدفق في وسط التربة غير المشبعة (انظر الفصل السادس). وفي الري السطحي ، وقبل الانحسار ، فإن كمية ضخمة من المياه المتاحة عند سطح التربة يتم تسربها إلى داخل وسط التربة. ومن العوامل الرئيسية في محاكاة الري السطحي هو الحجم المتسرب لكل وحدة طول من مجرى الري. ومن الممكن أن يتم تقارن معادلات التدفق السطحي لبعض الاختلاف عن معادلة ريتشاردز (Tabuada *et al.*, 1995; Skonard 2002; Zerihun *et al.*, 2005) ،

ولكن مثل هذا المنهج النظري مازال يتطلب معلومات تربة عملية تربط المحتوى المائي بالضاغط البيزومتري ومعامل التوصيل الهيدروليكي. فالتعقيد الرياضي للتقارب يستتبع ، سوياً مع عدم التجانس وتباين الخواص الملحوظين لأنواع التربة الطبيعية (انظر Enciso-Medina *et al.*, 1998 ، للاطلاع على معالجة تقريبية لهذا) ، اقتراح منهج تجريبي. والأمر الرئيس المتضمن هو التسرب التراكمي ، كدالة في زمن الري ، ومحيط الببل ، والمسافة بين الخطوط. وهو أمر صحيح ، حتى في حالة الري بالشريحة أو بالحوض ، فعمق التدفق يلعب دوراً من خلال توفير بعض الضغط الموجب على سطح

التربة، ولكن له مقدار صغير، بزيادة قدرها ٢٪ في الامتزاز (S) في المعادلة رقم (١٣، ١٣) (اللاحقة) لكل سنتيمتر من العمق (Philip, 1969). وبالإضافة لذلك فإن آثار الفترات المتعاقبة من جفاف المياه وإعادة البلل لها أهمية في نفث التدفق، ومن المحتمل، مع بعض أنماط المنحنيات المائية الأخرى للتدفق، مثل توقف التدفق. (١٣، ٣، ٣، ١) التسرب التراكمي كدالة في زمن فرصة التسرب

من السمات الملحوظة لدالة التسرب التراكمي كدالة في الزمن هي معدل التسرب الكبير فوق البلل الأولي، والذي يتبعه نقص في المعدل، والذي يقترب في المعتاد من مقدار ثابت عند أوقات التسرب الكبيرة. وفي ظروف معينة (وبشكل تقليدي، مع التشققات الرأسية) فإنه يتم تسرب حجم كبير بمجرد أن تصبح المياه متاحة عند السطح. وهناك معادلة توضح كل هذه السمات وهي تعديل لمعادلة كوستيكوف (Kostiakov, 1932; Lewis, 1937) على الشكل التالي:

$$z = k\tau^a + b\tau + c \quad (١٣، ١١)$$

والتي فيها z هي الحجم المتسرب لكل وحدة مساحة متسربة، و τ زمن فرصة التسرب، و k، و a، و b، و c ثوابت عملية. وقد قام بيريا وآخرون (Perea et al. 2003) بمقارنة حل معادلة ريتشاردز في التربة الطفلية الغرينية متحدة الخواص والمتجانسة بمعادلة مناسبة على هيئة المعادلة رقم (١٣، ١١). وفي هذه الحالة تتوافق معادلة كوستيكوف المعدلة مع النتائج النظرية خلال نصف مم عبر مدى زماني قدره من ١ دقيقة إلى ٢٠ ساعة.

إن معادلة كوستيكوف الأحادية الأصلية، $z = k\tau^a$ ، يتم استخدامها أحياناً في حالة التربة الطميية المشققة المتفخخة والتي لها قيمة صغيرة للأس a، ولكن عرضاً أفضل للحقيقة الفيزيائية هو القيمة غير الصفري للمعامل c. والأكثر من هذا، أن حالات المحاكاة العددية للتدفق السطحي يمثل دالة التسرب غير الخطية إلى درجة كبيرة تكون غير مناسبة ومسببة للمشاكل، حيث إن الحسابات تحاول أن تتبع شكل "رجل

الكلب" في المقطع الجانبي للتسرب. وتعد معادلة القانون الأسّي مرضية غالباً بالنسبة للأزمنة المتوسطة في حالة التربة الطفلية أو التربة الرملية، ولكن بالنسبة للأزمنة الكبيرة، فإنها تتميز بمعدل تسرب غير سوي دائم الزيادة. إن معدل التسرب الكبير نسبياً والملاحظ عند الأزمنة الكبيرة يتحقق في الغالب بالمعادلة الأساسية من خلال افتراض قيمة كبيرة لـ a . وهناك عرض فيزيائي أفضل تحقق (Hartley, 1992) عن طريق دمج كل من القيمة غير الصفريّة b وقيمة متوسطة لـ a ، التي تقترب من القيمة النظرية والتي تساوي ٠,٥. وفي الحقيقة، فقد قام فيليب (Philip, 1969) بتطوير معادلة تسرب نظرية قائمة على التدفق غير المشبع في وسط التربة المتجانسة موحدة الخواص على صيغة:

$$z = S\tau^{1/2} + A\tau \quad (١٣,١٢)$$

وبرغم أن S و A تعد ثوابت اعتماداً على منحنيات خصائص التربة، فإن المعادلة رقم (١٣,١٢) تقع ضمن مجموعة الدوال التي يتم وصفها بالمعادلة رقم (١٣,١١).

من المفترض غالباً أن المعدل الأساسي للتسرب يتحقق قرب نهاية الري ويمكن إيجاده عن طريق القياس اللحظي للتدفق الخارج Q_{ro} والتدفق الداخل Q_0 ، أي:

$$b = \frac{Q_0 - Q_{ro}}{LW} \quad (١٣,١٣)$$

والتي فيها L تمثل طول الخط، و W المحيط الخارجي التمثيلي المبلل. ومع هذا من الجدير ملاحظة، أن مساهمة حد الأس في معادلة كوستيكوف في المعادلة رقم (١٣,١١) لمعدل التسرب يمكن أن تكون له أهمية كبيرة حتى بعد عدد كثير من

الساعات (Strelkoff and Clemmens, 2001).

وتصف دالة كوستيكوف الفرعية (Clemmens, 1981) نوع التربة هذه التي تحقق معدل التسرب الأساسي بشكل أسرع مما هو موضح في المعادلة رقم (١٣, ١١)، وبالتعديل عن طريق دمج حد ثابت، ينتج:

$$z = c + k\tau^a \dots \tau \leq \tau_B \quad , \quad z = c_B + b\tau \dots \tau > \tau_B$$

$$(١٣, ١٤) \quad \tau_B = \left(\frac{ak}{b} \right)^{\frac{1}{1-a}} \quad , \quad c_B = c + k\tau_B^a - b\tau_B$$

وفي المعادلة رقم (١٣, ١٤)، تمثل τ_B قيمة عبر زمن الإغراق، والذي يتوافق عنده معدل التسرب للفرع الأول مع المعدل الأساسي الأخير b ، و c_B الجزء المحصور على المحور- x من الفرع الثاني. وفي بعض الحالات يمكن افتراض بفاعلية أن الفرع الأول بأكمله (القانون الأسّي) يحدث في الزمن صفر (بالنسبة للزمن الكلي للمحاكاة)، والذي يؤدي إلى معادلة تسرب من فرع واحد بسيطة بشكل استثنائي وتكون من عمق تسرب ثابت على البلبل الأولي متبوعاً بمعدل ثابت (Collis-George, 1974).

ويتمثل التعقيد المتوسط بين حلول معادلة ريتشارد والطابع العملي الخالص لمعادلات كوستيكوف في معادلة جرين وأمبت (Green and Ampt, 1911) (انظر أيضاً الفصل السادس و Skonard, 2002). وهذه المعادلة الضمنية للتسرب التراكمي تمثل حلاً تقريبياً لمعادلة ريتشارد، بافتراض أنه خلف مقدمة البلبل، تكون التربة مشبعة، وأن محتوى التربة من المياه يظهر الانقطاع عبر هذه المقدمة. ويمكن حساب العوامل الثلاثة من نفس نوع القياسات المطلوبة للحل العام لمعادلة ريتشارد، ولكن من الممكن كذلك ملائمة معلومات التسرب المقاسة لمتغيرات المعادلة.

وفي نشرة وزارة الزراعة الأمريكية (USDA 1974)، قامت هيئة المحافظة على الموارد الطبيعية NRCS بتمييز التسرب في الشرائح والأحواض من خلال العضوية في

عائلة ما (والذي امتد لوصف الخطوط في USDA, 1985). ويتضمن المفهوم أن منحني التسرب التراكمي مقابل الزمن لأي نوع من التربة ولأي محتوى مائي لها سيتلاءم ضمن واحدة من المناطق، أو العائلات، والتي يتم فيها تقسيم السطح $z - \tau$. وتتميز كل عائلة بدالة على صيغة $z = k\tau^a + c$ ، والتي تمر خلال منتصف المنطقة، والتي تُسمى بمعدل التسرب الأساسي للتربة (بالبوصة في الساعة). ولا تمثل القيمة c في الصيغة SCS الدالية (الثابتة لكل العائلات) أي معنى فيزيائي، ولكن تم استخدامها كي تتلاءم على نحو أفضل مع المعلومات العملية. في الحين الذي تفشل فيه كثير من أنواع التربة في ملائمة أي من العائلات (المنحنيات البيانية لمعدل ترسيبها التراكمي مقابل زمن فرصة التسرب يتقاطع مع عدد من عائلات SCS)، والتي تدمج بعضها بنجاح داخل المجموعة SCS. وإذا كانت التجربة تبرر وصف التربة بهذه الطريقة، فإن العائلات تسمح بالعرض البسيط للتسرب، مع قيم محددة مسبقاً لكل من k ، و a ، و c (انظر أيضاً الفصل الرابع عشر). وينتج أن هناك علاقة تربط بين k ، و a من خلال:

$$k(a) = 60^a \left[14088 a^{45} + \frac{0.148}{(-\ln a)^{1.652}} \right] \quad (١٣, ١٥)$$

حيث إن المنحنى العملي السابق يتوافق مع المعلومات المجدولة لـ NRCS (Valiantzas *et al.*, 2001).

وقام كل من ميريام وكليمنس (Merriam and Clemmens 1985) ببناء أبحاثهما فوق مفهوم NRCS لعائلات التسرب وقاما بتطوير عائلات التسرب المعاييرة زمنياً، محاولين البرهنة على أن الزمن المطلوب لتسرب العمق المستهدف هو المتغير الرئيس الذي يميز التسرب. ومع وجود قاعدة بيانات ضخمة لأنواع التربة المتشقة، فقد وجدوا علاقة عملية عامة بين ثابت كوستيكوف a وزمن تسرب كمية مياه قدرها ١٠٠ مم:

$$a = 0.675 - 0.2125 \log_{10}(t_{100}) \quad (١٣, ١٦)$$

ويعمل القياس المنفرد لقيمة t_{100} ، وقياس الزمن بالساعة لتسرب ١٠٠ مم ، على توفير دالة التسرب التراكمية الكاملة لكوستيكوف ، حيث إنه في حالة $k = 100 / t_{100}^a$:

$$k = 10^{2-a \left(\frac{0.675-a}{0.2125} \right)} \quad (١٣, ١٧)$$

(انظر أيضاً الفصل الرابع عشر).

(١٣, ٣, ٣, ٢) تأثير محيط البلل على التسرب

في الشرائح والأحواض ، من الضروري أن يكون محيط البلل مستقلاً عن عمق التدفق. وفي الخطوط يعتمد سطح التسرب على العمق ويتغير مع كل من المسافة والزمن. وإذا كان يتم حساب التسرب نظرياً ، مثلاً ، عن طريق حل معادلات التدفق غير المشبع في التربة المنفذة (Schmitz, 1993a, b; Simunek *et al.*, 1999) التي تقرر بالمعادلات الهيدروديناميكية في مجرى التيار السطحي (Enciso-Medina *et al.*, 1998; Skonard, 2002) ، فإن محيط البلل سوف يتم أخذه في الاعتبار تلقائياً. وحدود التدفق الجانبي لمياه التربة التي نشأت عن طريق التسرب من الخطوط المجاورة المبللة يتم معالجتها من خلال افتراض حد تدفق غير أفقي في منتصف المسافة بين الخطوط.

ولكن التسرب في حالات محاكاة الري السطحي يتم معالجته في الغالب كشرط حدي عملي على مجرى التيار السطحي. وفي حالة التسرب في الخطوط ، ظهرت مدرستان لدراسته. فبعض النماذج في عملية الري السطحي تتوقع كمعلومات مدخلة معاملات معادلات التسرب العملية التي تعبر بشكل مباشر عن الحجم التراكمي لكل وحدة طول من الخط A_z ، كدالة في الزمن. وهذا يتضمن أن قياسات التدفق الداخل والتدفق الخارج قد تم أخذها من الخط ، أو من خط مماثل ، لتنتج معدلاً زمنياً لنمو الحجم المتسرب ، ومن هنا ، فإنها تعمل على دمج تشعبات أي محيطات خارجية مبللة

كانت موجودة عندما تم قياس التدفقات. ويتم الحصول على عوامل معادلة التسرب بوجه عام عن طريق قياس الحجم المتسرب المتزايد في مقطع الخط القصير الذي يحتوي على المياه عند عمق ثابت ما والذي يلائم بين البيانات والمعادلة، والآن، على سبيل المثال، التي على صيغة $A_z = K\tau^a + B\tau + C$ (في مقابل المعادلة رقم ١١، ١٣)، على أن يمثل كل حد وحدات المساحة (الحجم لكل وحدة طول). ويتم عرض التسرب المقاس عندئذ كنتيجة لخواص التربة (والتي تشمل المحتوى المائي الأولي للتربة) وتفاصيل نظام الري (حجم، وشكل، وتباعد، وعمق التدفق الخاص بالخطوط، ... إلخ). ولكن كيف يجب أن يتم تكيف هذه البيانات لتتنطبق على المياه عند، مثلاً، عمق مختلف، حتى لو كان ثابتاً، فهو أمر غير واضح.

وفي نماذج أخرى، تعتبر معلومات التسرب المدخلة دالة في خواص التربة وحدها، مع مساهمة نظام الري التي يتم حسابها من خلال النموذج. وتتكون البيانات المدخلة من عوامل المعادلة للحجم المتسرب لكل وحدة مساحة من التسرب (أي، z ، العمق التراكمي للتسرب، كما في المعادلة رقم (١١، ١٣))، كما في التسرب في الحوض. وبعدها يتم حساب الحجم المتسرب لكل وحدة طول من الخط، A_z ، في حالة أعماق التدفق المتغيرة والمحيطات الخارجية المبللة لمجرى الري الذي يتم محاكاته (NRCS, 1984; Perea et al., 2003).

وفي أي حدث، حالياً، من الضروري إدراك أن قيم المتغير في معادلات التسرب تكون معتمدة بشكل قوي على افتراض وجود محيط مبلل مصاحب له. وتعد الكمية الفيزيائية المهمة هي A_z - ففي حالة قيمة ما معطاة من A_z ، سوف تكون العوامل أصغر بكثير في حالة محيط الببلل الذي من المفترض أن يساوي تباعد الخط فضلاً عن، مثلاً، محيط الببلل الأصغر بالفعل، الذي يعتمد على هيدروليكا مجرى الري. ومن هنا، ففي حالة وجود تسرب فيزيائي ما، يجب أن تكون قيم المتغير متناسبة تقريباً عكسياً مع متوسط محيط الببلل الذي من المفترض مصادفته في المحاكاة. ويجب ملاحظة أن هناك بعض الأدلة التجريبية على أنه بزيادة محيط الببلل، يزداد التسرب بصورة أكبر

من التناسب (أو أقل)، مما يقترح أن يتم رفع أس محيط الببلل إلى قوة أكبر من الوحدة (Blair and Smerdon, 1985)، أو أقل (Trout, 1992).

إن مغزى التغيرات الحادثة في محيط الببلل، على امتداد طول جبهة الري المتقدمة، يعتمد على الظروف المصاحبة. فإذا كانت المقدمة تكون جزءاً هاماً من زمن الإضافة، فإن التغير في محيط الببلل يمكن أن يكون له تأثير كبير على التوزيع النهائي للمياه المتسربة. وهذا التأثير يكون عند أدناه إذا كان هناك فترة طويلة من الجريان السطحي. ولكن ربما يكون هناك أيضاً اختلاف طويل المدى في محيط الببلل بين أطراف الضاغط والمؤخرة على الخط، وبوجه خاص في حالة أنواع التربة المنفذة. وفي حالة التربة المحكمة، فعبر فترة طويلة من الجريان السطحي، إذا كان التدفق في الخط منتظماً بدرجة كبيرة، فإن محيط الببلل سوف يكون ثابتاً بوجه خاص في الخط، وتقريباً يساوي محيط الببلل عند العمق الطبيعي في حالة التصرف للتدفق الداخل. وفي حالة وجود تربة متشققة السطح بشكل كثيف تقوم بسحب المياه من التفريعات، فإن تغير محيط الببلل مع العمق، مرة أخرى، ربما يكون له تأثير كلي بسيط على توزيع المياه المتسربة، فمحيط الببلل الفعال يزاحم بشكل أساسي المسافة بين الخطوط. وقد أوضحت دراسة لبيانات مكثفة للحقول (Walker and Kasilingam, 2004) أن محيطات الببلل قد فشلت في إظهار أي تغير مستمر مع أي من الزمن أو المسافة أثناء مسار عمليات الري، بما يؤدي إلى الشكوك حول أن التغيرات النظرية المدججة التي تقوم على افتراض وجود مساحات مقطع ثابتة (في التربة الجافة) في مسار محاكاة الري، تعمل على توفير أي تحسينات متعلقة بالدقة.

(١٣,٣,٣,٣) تأثير إعادة الببلل على التسرب

من الملاحظ منذ أمد بعيد أن الانحسار اللاحق للمياه من الخط، عند القيام بإعادة الببلل، أن يكون معدل التسرب أصغر مما كان سيوجد إذا تم القيام بجعل الخطوط مبللة بشكل مستمر. وتم اقتراح العديد من الأسباب النظرية لهذا السلوك، والتي تشمل إعادة توزيع مياه التربة بعد عملية الببلل الأولية، ولكن السبب الأكثر احتمالاً هو تماسك قوام التربة قرب السطح تحت تأثير الضغوط السالبة لمسام التربة عند

اختفاء المياه من على السطح. ومنذ أوائل الثمانينات فصاعداً، قد تم استخدام الري عن طريق إطلاق نبضات من المياه المضافة، مع السماح بحدوث الانحسار بين كل منها، للاستفادة من ميزة معدلات التسرب المتناقصة في حالة الاندفاعات المتعاقبة وتحقيق معدلات تقدم أسرع وإضافة أكثر انتظامية عبر الطول الكلي للخط الذي تم جعله مبللاً من قبل عند معدل التدفق الكلي.

ومن وجهة نظر المحاكاة، فإن بعض التقريبات وإن كانت كذلك تعمل على تقدير التسرب عند الرغبة في إعادة الببل، بدلاً من القيم المقاسة حديثاً بشكل مجمل بالنسبة للثوابت في معادلات التسرب لكل حالة اندفاع للمياه، أو للمقدمة المتجددة. ومن المحتمل أن تفشل الحلول النظرية لمعادلة ريتشاردز لتوفير تقديرات جيدة ما لم يتم دمج بعض الاهتمام بقوام التربة المتناسكة في هذه الحلول. وقد تم اقتراح بعض النماذج العملية المتنوعة (مثل، Walker and Humpherys, 1983; Blair and Smerdon, 1989; urkey and Wallender, 1989; Izuno and Podmore, 1985). وهناك مزيد من الدراسات الحديثة (Palomo *et al.*, 1996) تقترح تعديلاً بسيطاً ودقيقاً (في حالة أنواع التربة التي تم اختبارها) على نموذج إيزونو وبودمور (Izuno and Podmore, 1985) في حالة أنواع التربة التي تم وصفها في المعادلة رقم (١٤، ١٣). ومعادلة كوستيكوف للفرع الأول، في الحقيقة في حالة الاندفاع الأول للمياه، يتم استبدالها لكل الاندفاعات اللاحقة عن طريق معدل التسرب الثابت النهائي (الأساسي)، الجزء الثاني.

(١٣، ٣، ٤) المنحنى المائي للتدفق

في أبسط الحالات، يظل التدفق الداخل ثابتاً حتى إيقافه. وفي عملية خفض المعدل، يتم خفض التدفق، تقريباً إلى النصف، عندما يصل تيار الري إلى نهاية مجراه. وهناك أجزاء أخرى من الحجم المبدئي لتيار الري والأزمة الأخرى التي تؤثر على خفض معدل التدفق يمكن أن تثبت أنها أكثر فاعلية ويمكن دراستها عن طريق عمليات المحاكاة. وهناك مسح لأنماط التدفق المختلفة المتعددة حيث إنها تؤثر على الانتظامية والكفاءة (Alazba and Fangmeier, 1995) توفر مثلاً للدراسات الضرورية حول تأثير

أشكال المنحنيات المائية على الأداء وكيف يمكن تحقيقها بطريقة عملية، بدون الحاجة لعمالة مكثفة.

وخلال عملية دفع المياه، فإن نبضات التدفق (التي تكون عادةً بكميات متساوية وبفترات دوام متزايدة) يتم إطلاقها، مع وجود نية قطع كل دفقة كزيادات ثابتة متوالية للطول الكلي من المجرى الذي يتم ريه. ويتم تصميم صمامات الدفع التجارية بصمام على شكل فراشة ليعمل على غلق المياه لواحدة أو غيرها من مجموعتين من الخطوط، فيكون وقت فتح إحدى المجموعتين مناظراً لزمناً غلق المجموعة الأخرى. وهذه الصمامات التي تعمل باستخدام المؤقت هي أجهزة ضرورية، يتم برمجتها لتقدير فترات استمرار النبضة المتزايدة. وبعد اكتمال التقدم، يبدأ نبض أكثر أو أقل سرعة (مكون من دورات طولها ٣٠ دقيقة) بين كلا الجانبين فيما يسمى بطور خفض المعدل، حتى التوقف التام في النهاية. ولا يتم خدمة مجموعتي الخطوط بمنحنيات تدفق مائية متساوية، لأن أحد الجوانب يقوم بخفض المعدل فوراً بعد اكتمال التقدم، في حين تعمل التوقيفات الأخرى بعد تقدمها الأخير، المناظر للزيادة في التقدم الأخير لما يضادها (انظر، مثلاً، عينة من محاكاة الدفع في Strelkoff et al., 1998).

وتعمل طريقة استخدام السد بالسلك (Kemper et al., 1981) على توفير الخفض التدريجي للتدفق لمجموعة من الخطوط يتم تغذيتها من أنابيب من خلال بوابات والذي يتم من خلال دفع سدادة باستخدام سلك. وقد تم دمج برامج الحاسب (Kincaid and Stevens, 1992) التي تستخدم لتصوير المنحنى المائي الناتج في الخط مع برامج المحاكاة (انظر، مثلاً، حالات محاكاة استخدام السد بالسلك في Strelkoff et al., 1998).

(١٣،٣،٥) تقدير المعاملات المستقلة

يمكن قياس المعاملات الهندسية بالنسبة لمدخلات المحاكاة أو التصميم في الحقل باستخدام المساطر، وأشرطة القياس، وأجهزة المسح، ومسواة المساح. ويجدر ملاحظة أن أي قياس لمسواة المساح عند القيام بمسح ارتفاعات سطح الحقل (أو قاع

خط) باستخدام معدات المسح القياسية من المحتمل وجود خطأ بها على الأقل بما يساوي ٣ مم.

ويتم الحصول على قياسات التدفق بشكل ملائم ودقيق عن طريق وسائل قنوات الصرف الاصطناعية طويلة العنق حرجة العمق التي يسهل إنشاؤها، والتي تكون متاحة تجارياً بأحجام كثيرة، ولا تتطلب أن يتم معايرتها لا في الحقل ولا في المختبر (Clemmens *et al.*, 2001b).

وإن التوقعات النظرية للتسرب تتطلب قياس منحنيات خصائص التربة (الفصل السادس)، ولكن في معظم الحالات، يتم القيام بالحسابات العملية للعمق المتسرب، أو الحجم لكل وحدة طول من الخط، كدالة في الزمن. ويمكن القيام بعمل القياسات المباشرة باستخدام أجهزة قياس التسرب الحلقية (التي من المفضل أن تكون مزودة بمخفف للصدمات)، ولكن نتائجها، عند واحدة أو بضع نقاط في الحقل، يكون لها قيمة محدودة في توقع كم سيكون مقدار متوسط التدفق، تحت المياه المتدفقة على وجه التحديد. وبوجه عام فبسبب تأثير المياه الجارية على قوام التربة، فإن أجهزة قياس التسرب على الخطوط التي تتدفق عليها المياه تكون مفضلة أكثر من أجهزة قياس التسرب في الخطوط التي تقوم المياه بتكوين بركة فوقها، والتي تقوم في المعتاد بالتقليل من قيمة التسرب أثناء عملية الري الفعلية. وحيث يكون من الضروري القيام بقياس أعماق المياه لتقدير التسرب، مثلاً في الأحواض الكبيرة المستوية، فإن أجهزة القياس مزدوجة المنبع ذات العوامات الخاصة بكل من كليمنس وديدريك (1984) Clemmens and Dedrick تسمح بالقيام بهذا من على مسافة بعيدة، بشكل سهل ودقيق.

وقد تم اكتساب قدر كبير من الخبرة خلال العشرين عاماً الأخيرة في تقدير التسرب والخشونة من قياسات الري الكامل للخطوط والشرايح، أو أثناء فترة التقدم. ولأن هذه التقنيات تقوم في الغالب باستخدام واحدة أو أكثر من طرق المحاكاة للقيام بالتقييم، فقد تم تأخير عرض الموضوع حتى الجزء رقم (١٣،٧) بعد القيام بعرض المحاكاة الرياضية للري السطحي.

(١٣, ٤) قوانين حفظ الكتلة وكمية الحركة

(١٣, ٤, ١) اتزان حجم المياه

عندما تتدفق مياه الري لأسفل القناة، فإن جزءاً منه يتسرب داخل التربة المحيطة وجزءاً منها يتقدم للأمام - ليتسرب أكثر لأسفل القناة أو لينصرف عند نهاية الحقل على هيئة جريان سطحي - وعندها لا بد من الحفاظ على الاتزان الحجمي: فكل المياه التي تدخل الحقل من المدخل يتم حسابها في كل الأوقات. وعند أي مرحلة من العملية، فإن جزءاً من الحجم الكلي المتدفق قد يتسرب داخل التربة، وبعضاً منه يتبخر^(٢)، والبعض يتم (بشكل مؤقت) تخزينه على السطح، والبعض من المحتمل أن يكون قد حدث له جريان سطحي. وهذا الحساب يعد أيضاً للمبدأ الفيزيائي قانون حفظ الكتلة. لأن المياه تظهر انضغاطاً بسيطاً في سياق الري السطحي، ويتم ترجمة قانون حفظ الكتلة إلى حفظ الحجم. وبدلالة الأحجام الكلية، يمكن التعبير عن الاتزان رياضياً كما يلي:

$$V_Q(t) = V_Y(t) + V_Z(t) + V_{RO}(t) \quad (١٣, ١٨)$$

والتي فيها V_Q حجم التدفق، و V_Y الحجم على السطح، و V_Z الحجم المتسرب، و V_{RO} حجم الجريان السطحي، عند أي زمن t منذ بداية الري. وتكون المعادلة رقم (١٣, ١٨) صالحة بدرجة متساوية في حالة المعادلة أحادية أو ثنائية الأبعاد. وفي المعادلة رقم (١٣, ١٨):

$$V_Q(t) = \int_0^t Q_0 dt \quad (١٣, ١٩)$$

والتي فيها Q_0 معدل التدفق. وبعد اكتمال التقدم، يبدأ حجم الجريان السطحي في التراكم، عند معدل $Q_{RO}(t)$:

(٢) يتم بشكل عام إهمال التبخر، ويعد تأثير الهواء ودرجة حرارة التربة أكثر وضوحاً بكثير في التأثير على لزوجة المياه ومعدل التسرب أكثر من تأثيره في التبخر الهام هيدروليكياً.

$$(١٣,٢٠) \quad V_{RO}(t) = \int_0^t Q_{RO} dt$$

وفي مقابل التدفق ، يكون الجريان السطحي متغيراً بدرجة كبيرة عادةً. ويساوي الصفر أثناء التقدم التام ، ويرتفع بشكل سريع حتى الكتف ، ويواصل الارتفاع تدريجياً بتناقص معدلات التسرب مع الزمن ، وفي النهاية يعود إلى الصفر بشكل تدريجي تقريباً بعد توقف التدفق.

وفي المسار أحادي البعد ، يُعطى الحجم السطحي بالعلاقة :

$$(١٣,٢١) \quad V_Y(t) = \int_0^{x_A(t)} A_Y(x,t) dt$$

والتي فيها A_Y الحجم لكل وحدة طول ، أو مساحة المقطع ، من سطح مجرى التيار السطحي ، و x_A مسافة التقدم. وبعد اكتمال التقدم ، تكون $x_A = L$ ، أي طول المجرى. وبالمثل يكون الحجم المتسرب هو :

$$(١٣,٢٢) \quad V_Z(t) = \int_0^{x_A(t)} A_Z(x,t) dt$$

والتي فيها A_Z يساوي الحجم المتسرب لكل وحدة طول. وإذا كان من المفترض أن يكون التسرب دالة فقط في زمن البلل (مع إهمال تأثير الضغط الهيدروستاتيكي المتغير أو محيط البلل) ، ويمكن كتابة المعادلة رقم (١٣,٢٢) كما يلي :

$$(١٣,٢٣) \quad V_Z(t) = \int_0^{x_A(t)} A_Z(t - t_A[x]) dt$$

(بفرض أن x_A لا تقل أبداً مع t ، و t_A زمن التقدم إلى المسافة x .

(١٣, ٤, ٢) ديناميكية المياه

من الأمور التي لها أهمية مساوية في التحكم بمجرى تيار الري هو التفاعل الديناميكي بين قوى الجاذبية ومقاومة التدفق. وتتضح قوى الجاذبية بطريقتين: بشكل مباشر، كمكون الحقل السفلي لوزن المائع، الذي يعتمد على كل من عمق المياه وميل القاع، وبشكل غير مباشر (من خلال توزيع الضغط الهيدروستاتيكي رأسياً) كنتيجة لتدرج العمق، الذي يمكن أن يوجد إذا لم يكن سطح المياه موازياً للقاع. وجانباً تأثير الجاذبية ينعكس على ميل سطح المياه، S_0 : فلو كان أفقياً، تكون قوة جاذبية الحقل السفلي صفراً، وتقوم المياه بتكوين بركة، ويكون التدفق صفراً.

وعندما يكون سحب الجاذبية لأسفل على مقطع عرضي من مجرى تيار الري، $\rho g A_Y S_0$ لكل وحدة طول (مع العلم أن ρ هو كثافة الكتلة)، متوازناً تماماً بالسحب لأعلى على جدران القناة والكساء الخضري، $\rho g A_Y S_f$ لكل وحدة طول، فإن التدفق يكون متوازناً ومنتظماً، عند عمق ثابت، يسمى بالعمق الطبيعي. وفي قناة ما، يكون العمق الطبيعي مرتبطاً بشكل مباشر بمعدل التدفق، من خلال إحدى المعادلات العملية لمعامل شيزي C، مثلاً، المعادلة رقم (١٣, ٦):

$$Q = \frac{C_u}{n} A_Y R^{2/3} \sqrt{S_0} \quad (١٣, ٢٤)$$

طبقاً للمعادلة رقم (١٣, ٤)، مع اعتبار $S_f = S_0$.

وإذا لم تكون قوى الجاذبية وقوى السحب في حالة اتزان، يكون هناك تدرج في القاع، وتزداد سرعة المياه أو تقل. وفي معظم حالات الري السطحي، مع هذا، تكون سرعات التدفق صغيرة جداً لدرجة يمكن معها إهمال التغيرات المؤقتة الحادثة لها، وبالتالي، تكون في وزن المائع، وعمق التدرج، والحد، وسحب النبات في حالة اتزان (انظر الجزء رقم ١٣, ٦, ٧).

ويمكن كتابة العلاقات التكاملية التي تشبه تلك التي تم تطويرها لأجل قانون حفظ الكتلة بالنسبة لقانون حفظ كمية الحركة في مجرى تيار الري بأكمله، ولكن

معادلات الديناميكا يتم استخدامها عادةً لوصف شرائح المجرى السطحي في منهج المحاكاة الهيدروديناميكي (انظر الجزء رقم ١٣, ٦). وبالإضافة لذلك، يفترض إجراء النمذجة الهيدرولوجية بوجه عام للعمق الطبيعي عند المدخل.

(١٣, ٥) النمذجة الهيدرولوجية لعملية الري السطحي

يتعرض مجرى تيار الري إلى نفس كمية التحليلات التي يتم القيام بها لمحاكاة تدفقات القناة والنهر، والاختلاف الأكبر هو التأثير القوي للتسرب والتقدم فوق القاع الجاف. ولكن لتجنب العمليات الرياضية المعقدة للمنهج الهيدروديناميكي، فإن الافتراضات المعقولة للحجم والشكل يتم أحياناً فرضها على المجرى السطحي أو قطاعات التسرب الجانبية، كما هو مذكور لاحقاً. وعند هذا، فإن تطبيق قوانين حفظ الكتلة وحدها يؤدي إلى سلوك مجرى التيار. وللمدى الذي تكون فيه التعديلات وفقاً للافتراضات، فإن النتائج يمكن أن تكون بنفس جودة حالات المحاكاة الهيدروديناميكية، مع التقليل الشديد للمجهود الحسابي والمزيد جداً من النمذجة الصعبة. وعلاوة على هذا، فإن بساطة المعادلات تجعل منها مرشحات أفضل من المعادلات الهيدروديناميكية لحل المشكلات العكسية - تقدير التسرب والمقاومة من مشاهدات التدفق، أو إيجاد عوامل التصميم بالنسبة لمستوى أداء محدد. ولكن، إذا لم يكن هناك أساس فيزيائي جيد لهذه الافتراضات، فيمكن أن يكون بالنموذج الهيدرولوجي خطأ كبير، ورغم أنه يظل صعباً واقتصادياً. وفي الجزء الحالي، يتم عرض تقنيات النمذجة الهيدرولوجية، وصلاحيه، وصحة الافتراضات الموضوعة، وفي أغلب الأحيان، سيتم تأجيلها حتى يتم مناقشة النمذجة الهيدروديناميكية، حيث يتم أخذ النتائج حينئذ كمقياس للمقارنة.

(١٣, ٥, ١) مقدمة للمحاكاة الهيدرولوجية - نموذج واضح وبسيط

كما هو ملاحظ يقع قانون حفظ الكتلة أو الحجم، أي، اتزان الحجم، في قلب أي محاكاة منطقية لتدفقات الري السطحي. وفي المعادلة أحادية البعد، أثناء التقدم، يمكن التعبير عن المعادلة رقم (١٣, ١٨) كما يلي:

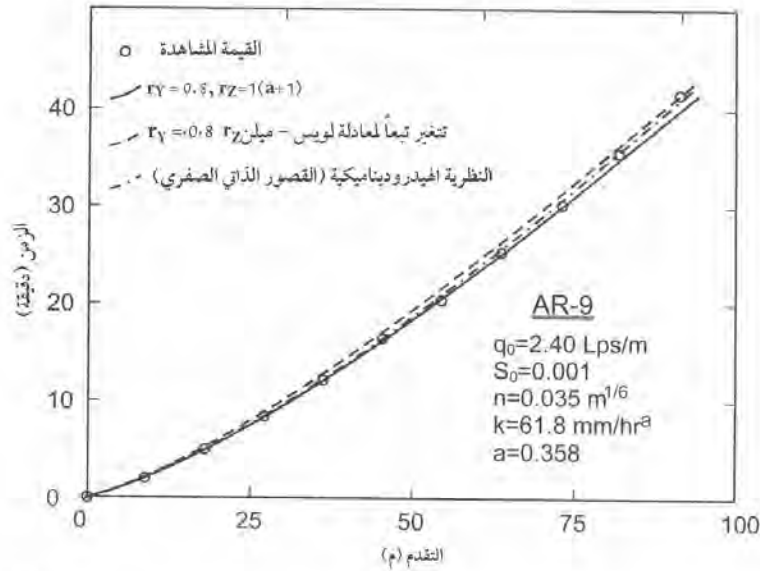
$$\bar{Q}_0 t = x_A \tilde{A}_Y + x_A \tilde{A}_Z \quad (١٣, ٢٥)$$

والتي فيها x_A مسافة تقدم مجرى التيار حتى زمن t ، و $\tilde{A}_Y(x, t)$ متوسط حجم مجرى التيار المائي لكل وحدة طول (مساحة مقطع التدفق)، و $\tilde{A}_Z(x, t)$ متوسط الحجم المتسرب لكل وحدة طول، ويتم عرض المتوسطات الزمنية كأنها مسدودة، بينما يتم التعبير عن متوسطات المسافة عبر طول مجرى تيار الري من خلال وضع علامة التقريب فوقها. وفي الوقت الذي يستمر فيه التدفق، أي، طالما لا ينخفض عمق منبع السريان إلى الصفر، فيمكن كتابة المعادلة رقم (١٣, ٢٥) لدالة التقدم كما يلي:

$$x_A = \frac{\bar{Q}_0 t}{r_Y A_Y(0, t) + r_Z A_Z(0, t)} \quad (١٣, ٢٦)$$

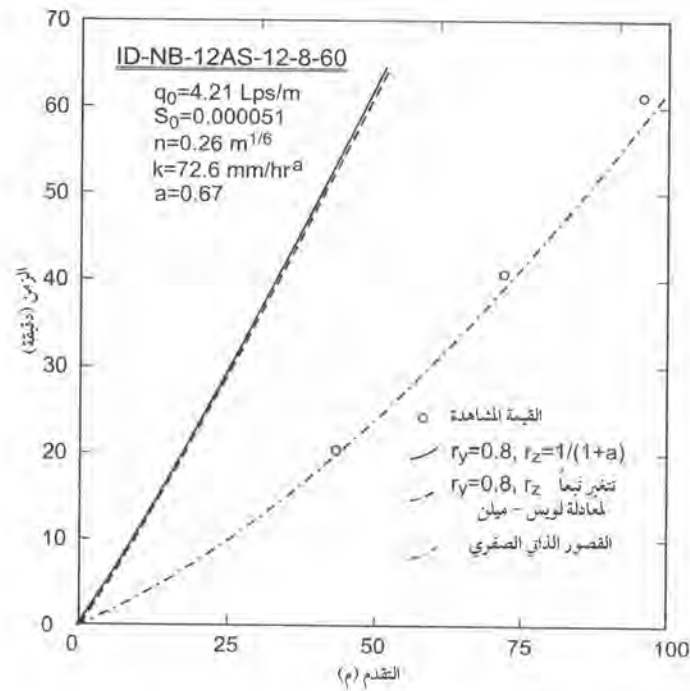
والتي فيها r_Y و r_Z معامل الشكل في حالة المقاطع الجانبية السطحية وتحت السطحية، على الترتيب، أي، نسب متوسط مساحة المقطع إلى مساحة مقطع منبع السريان. وإذا تم القيام بالتقديرات لحدود المقام الأربعة، فإن المعادلة رقم (١٣, ٢٦) تصبح معادلة واضحة وبسيطة للتقدم. ويمكن حساب $A_Z(0, t)$ في حالة $x = 0$ عند $t = \tau$. وفي قناة تدفق متوسطة الانحدار، فإن عمق منبع السريان يرتفع بسرعة حتى العمق الطبيعي، منتجاً A_Y . وبفرض وجود الشكل المحدب بوجه عام لمقاطع مجرى المياه والتسرب الجانبية، فإن مدى الاحتمالات لمعاملات الشكل تساوي من ٠,٥ إلى ١. ويمكن افتراض أن كلا من المقاطع الجانبية السطحية وتحت السطحية قوانين قوة أحادية في مسافة العودة من مقدمة الموجة. وأثناء التقدم، يكون المقطع الجانبي للموجة غير حاد تماماً قرب المقدمة. وهذا يقترح وجود أس في قانون القوة. والاختيار العشوائي للقيمة ٤/١ بالنسبة للقوة ينتج معامل شكل r_Y يساوي ٠,٨ (انظر الجزء رقم (١٣, ٦, ١٢) لأجل القيم النظرية). وفي وجود $z(\tau)$ التي تعطى بمعادلة كوستيكوف، فإن افتراض معدل التقدم الثابت يؤدي إلى الأس a بالنسبة لقطاع التسرب الجانبي،

ومعامل الشكل المناظر $1/(1+a)$ (الذي يعد صحيحاً نظرياً بالنسبة للمسافات الصغيرة من طرف المقطع الجانبي المتقدم: Katopdes and Strelkoff, 1977a). ويتم حساب الجانب الأيمن من المعادلة رقم (١٣, ٢٦) لأي زمن تقدم t . وكمثال، يتم تطبيق هذه الافتراضات لاختبار الحقل في مقطع الشريحة (AR-9: Roth *et al.*, 1974). وتؤدي معاملات الري (انظر الشكل رقم ١, ١٣) إلى أن y_0 تساوي ٠,٢٨٥ م، و $\bar{y}$ تساوي ٠,٢٣ م، و r_z تساوي ٠,٧٤. وتمثيل المعادلة رقم (١٣, ٢٦) في هذه الحالة عبر مدى من الزمن يتم إيضاحه بالخط المتصل في الشكل رقم (١, ١٣)، مع إظهار المسار المنحني للتقدم المقاس على شكل دوائر مفتوحة. وهناك أيضاً توضيح للحلول باستخدام طرق أكثر صعوبة محددة في الأجزاء اللاحقة. ومن الواضح في هذه الحالة، أنه ليس هناك كم كبير من الاختلاف باستخدام طرق متنوعة للحل، وكلها تتوافق بشكل جيد مع المشاهدات.



الشكل رقم (١, ١٣). مقارنة بين النظرية والتجربة في الشريحة على التدرج المتوسط.

ولكن لا يتم التوافق مع الافتراضات المذكورة سابقاً على نحو دائم. وقد تم القيام باختبار ID-NB-12AS-8-60 (Bondurant, 1971) في مقطع الشريحة الذي له ميل صغير جداً وبه نمو كثيف للبرسيم الحجازي. وهذه الحالة (الشكل رقم ١٣, ٢) تتميز بأن y_0 تساوي ٠,٣٢٥٣ م، و r_y تساوي ٠,٨ م، و r_z تساوي ٠,٦ م، وينتج من حل المعادلة رقم (١٣, ٢٦) المنحنى المتصل، الذي يختلف كثيراً عن الدوائر المفتوحة للتقدم الملحوظ. وقد حث التعارض الكبير بين النتائج المحسوبة والملاحظة على كثير من الدراسات التي تم تكريسها لمحاكاة الري السطحي. ونتائج هذه الجهود المحددة تظهر كمنحنيات مقطعة ومنحنيات مقطعة-منقطة على الشكل، وسيتم شرحها في الأجزاء التالية أرقام (١٣, ٥, ٢)، و (١٣, ٦, ١٢).



الشكل رقم (١٣, ٢). مقارنة بين النظرية والتجربة في شريحة مستوية تقريباً.

(١٣,٥,٢) معادلة لويس ميلن

أدرك لويس وميلن (1938) Lewis and Milne أن التسرب دالة في زمن البلب وحده، وأن المقطع الجانبي تحت السطحي يعتمد فقط على دوال التسرب والتقدم في الزمن. وتعد r_z دالة في $x_A(t)$ ، ومع كون التسرب دالة في الزمن المعطى، فإنه يمكن عرض المعادلة رقم (١٣,٢٥) كتعبير واضح عن التقدم، مما يحد من الاختيارات العشوائية السابقة. وفي الحقيقة، ففي حالة زمن البلب الذي يبلغ $\tau(x,t) = t - t_A(x)$ فإن:

$$(١٣,٢٧) \quad \bar{Q}_0 \cdot t = \tilde{A}_y \cdot x_z + \int_0^t A_z(t - t_A) \frac{dx}{dt_A} dt_A$$

وبرغم أن المعادلة رقم (١٣,٢٧) تصلح تماماً للحالات معدودة تم افتراضها، إلا أنها تحتوي على كثير من المجاهيل العديدة لحل دالة التقدم، وعلى وجه التحديد، المتغير الغير معلوم $A_y(x,t)$ والتي يمكن الحصول على متوسط المسافة، $\tilde{A}_y(t)$. وبدون التقدير المنطقي (أو العشوائي) لهذا، أو لأي من العاملين $A_{y0}(t)$ و $r_y(t)$ ، يصبح المزيد من التقدم مستحيلًا.

(١٣,٥,٣) متوسط مقطع مجرى التيار المفترض

عند تطبيق المعادلة رقم (١٣,٢٧) في المنهج الذي يطلق عليه بالخطأ اتزان الحجم (لأن كل منهج منطقي للمحاكاة يتضمن اتزان الحجم)، فمن المفترض عادةً وجود القيمة $\tilde{A}_y$ ، بناءً على العمق الطبيعي عند التدفق والمعروف سابقاً - كما في الحساب البسيط والواضح في الجزء رقم (١٣,٥,١). وقد تم نظرياً إيضاح أنه (Katopodes and Strelkoff, 1977a) قريباً من مقدمة مجرى تيار الري مع وجود قيمة مهملة للتسرب ولعامل مانق للخشونة، فإن أس القانون الأسّي للمقطع الجانبي يساوي $٧/٣$. وقد وجد تيني وباسيت (Tinney and Bassett, 1961) شكلاً طرئاً

للقطاع ، مع التدفق المستقر وعدم وجود تسرب ، الذي يتبع قانون المماس زائدي المقطع على مدى طولها الكلي ، الأكثر بعض الشيء من $7/3$ من القانون الأسّي والذي يكون أقرب لقوة مقدارها $4/1$. أما التربة التي يكون بها تسرب ضخم ، من ناحية أخرى ، يمكن أن يؤدي إلى عمق يزداد خطياً تقريباً مع المسافة من مقدمة مجرى التيار. وفي أي حدث ، كلما كان التسرب أكبر ، كان الأمر أقل ضرورة لتقدير $\tilde{A}_y$. وفي الواقع ، إذا استمر التقدم لفترة زمنية طويلة بدرجة كافية في قناة مائلة ، فإن كلا من A_{y0} و r_y تكونان محدودتين ، في حين أن A_z تنمو في العادة بلا قيد. وفي مثل هذه الحالات ، يصبح التقدم غير حساس نسبياً للافتراض الموضوع لـ $\tilde{A}_y$.

واقترح لويس وميلن حلولاً للعديد من دوال التسرب $z(\tau)$ ، وقد تم بالفعل حل الحالة الأبسط ، في حالة $I = dz/d\tau$ ويساوي ثابتاً ، من قبل إزرائيلسن (1932, Israelsen). وفي هذه الحالة ، يمكن استبدال المعادلة رقم (١٣، ٢٧) بالمعادلة التفاضلية :

$$(13, 28) \quad Q_0 \cdot dt = \tilde{A}_y \cdot dx_A + W \cdot I \cdot x_A \cdot dt$$

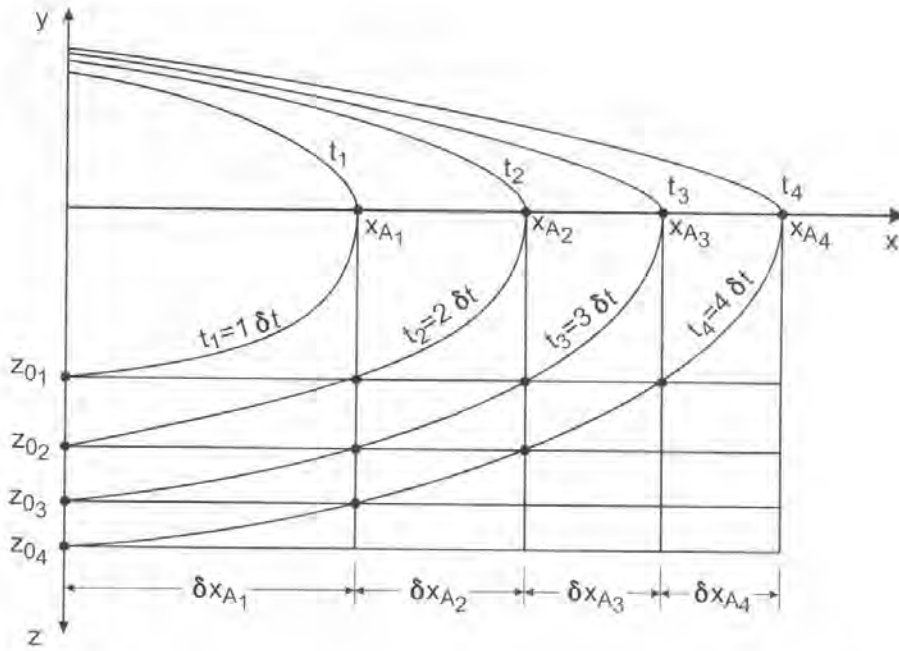
باستخدام الحل :

$$(13, 29) \quad x_A = \frac{Q_0}{W \cdot I} \left(1 - e^{-\frac{W \cdot I \cdot t}{\tilde{A}_y}} \right)$$

مما يتضح منه أن التقدم يتحدد بشكل ضروري بالقيمة $Q_0/(W \cdot I)$. ولكن التسرب الأكثر معقولية كما في معادلة كوستيكوف $z = k\tau^a$ لم يتم دمجها لما يزيد على ٢٠ عاماً. وأحد المخططات الأولى ، للأشكال العامة من معادلة التسرب تم عرضها من قبل هول (1956, Hall) ، الذي تعامل مع (الالتفاف) التكامل في المعادلة رقم (١٣، ٢٧) بشكل رقمي.

(١٣, ٥, ٤) تقنية هول المتعاقبة

يوضح الشكل رقم (١٣, ٣) العلاقة بين $z(x, t)$ وبين $z(0, t)$ ، وتم رسم المقاطع الجانوية بالنسبة للفترات الزمنية المتعاقبة ، والتي يفصل بينها فاصل زمني قدره δt . وبمجرد معرفة $z(\tau)$ ، فإن الخطوط التي يتم تعليمها بالرموز z_{01} ، و z_{02} إلخ ، تمثل المواقع المتعاقبة لمقدمة مجرى تيار الماء (وإن يكن غير معروف) ، عند أزمنة $t = \delta t$ ، و $t = 2\delta t$ ، و $t = 3\delta t$... إلخ. ويتبع هذا (Hall, 1956) أنه يمكن إنشاء المقاطع الجانوية تحت السطحية المتعاقبة عن طريق توصيل الأركان المتقابلة للمستطيلات الناتجة كما هو مبين (ويتطلب الري بالخطوط إهمال تأثير محيط البليل المتغير على A_z أو z).



الشكل رقم (١٣, ٣). التسرب التراكمي أثناء التقدم. ويتم الفصل بين خطوط الزمن بالثابت δt .

وفي الواقع، فمع وجود $z_{k,i}$ تمثل الدالة $z(x_k, t_i)$ ، على أن يتم اختيار x_k كنفس المواقع المتعاقبة لطرف المقدمة x_{Ai} ، عند هذا تكون $z_{k,i} = z_{0,i-k}$ ، ويتبع هذا أن يكون التغير، الذي يحدث على مسافات فاصلة متساوية، للتكامل الالتفافي يمكن تقريبه رقمياً، وبهذا فإن زيادة التقدم في الخطوة الزمنية يساوي:

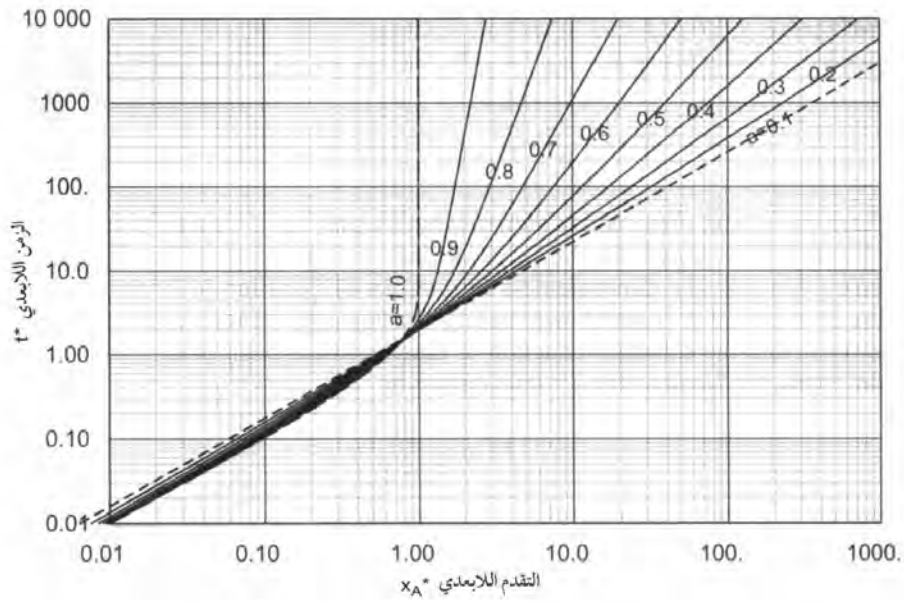
$$(١٣,٣٠) \quad \delta x_{Ai} = \frac{Q_i \cdot \delta t - \sum_{k=1}^{i-1} \frac{A_{z_{0,i-k+1}} - A_{z_{0,i-k-1}}}{2} \delta x_k + \left(r_{z_T} - \frac{1}{2}\right) A_{z_{0,1}} \delta x_{A_{i-1}}}{r_y A_{y_0} + r_{z_T} A_{z_{0,1}}}$$

وصيغة هول (1956) Hall، التي قام بتصحيحها العذبه وسترلكوف (1994) Alazba and Strelkoff، التي فيها r_{z_T} معامل الشكل في الخلية الطرفية من المقطع الجانبي للتسرب تحت السطحي.

(١٣,٥,٥) حلول معادلة لويس وميلن في حالة ثبات متوسط مقطع تيار التدفق أحد المناهج القياسية للتعامل مع التكاملات الالتفافية يكون من خلال تحويلات لابلاس (Boas, 1966; Philip and Farrell, 1964; Lenau, 1969)، ومن بين الجهود الأخرى لحل معادلة لويس وميلن التكاملية، استنتج هارت وآخرون (Hart et al. 1968) نسخة لا بعدية لمعادلة كوستيكوف، التي يتم حلها عن طريق الحل العددي بدقة يمكن التحكم بها، في حين قام كولي-جورج (Collis-George 1974) بتطوير حل مغلق الشكل للفرع الثاني من دالة كوستيكوف-كلمنس الفرعية.

ويبين الشكل رقم (١٣,٤) فكرة عامة لحلول معادلة لويس وميلن في وجود المتوسط الثابت لعمق مياه السطح ومعادلة التسرب لكوستيكوف. ويسمح التمثيل اللابعدى بأن يتم عرض كل الحلول في عائلة واحدة من الأشكال البيانية. وفي هذا التمثيل، حيث $t^* = t/T_R$ ، و $x_A^* = x_A/X_R$ ، ويكون فيه:

$$(١٣,٣١) \quad T_R = \left(\frac{\tilde{A}_y}{B_0 k} \right)^{1/a} \quad X_R = \frac{Q_0 T_R}{\tilde{A}_y}$$



الشكل رقم (١٣,٤). التقدم بمتوسط عمق سطحي ثابت (تسرب كوستيكوف).

وتم الحصول على كل نقطة من خلال التكامل العددي لتكامل محدد تم استنتاجه من قبل لينوي (1969) Lenau، فيما عدا ما يخص المنحنى عند قيمة a تساوي الواحد الصحيح، الذي يمثل معدل تسرب ثابت. ولهذا السبب، تم تمثيل المقابل اللابعدى للمعادلة رقم (١٣,٢٩) بيانياً. والحد الأدنى لقيمة a تساوي صفراً، غير موضح لأنه في هذه الحالة يصبح زمن المرجع غير محدد، وينهار التقليل المختار للصيغ اللابعدية. وفي الحدود التي لها أبعاد، يكون التقدم في حالة قيمة a تساوي صفراً، معطى بالعلاقة:

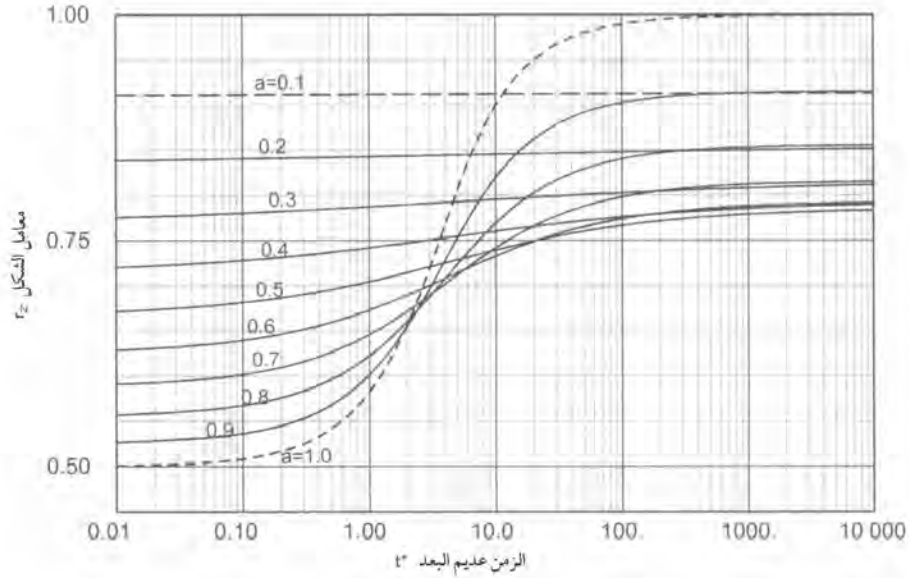
$$x_A = \frac{Q_0}{\tilde{A}_y + B_0 k} \quad (13, 32)$$

والتي فيها k عمق التسرب اللحظي عند إضافة المياه (كما في حالة التربة المتشققة فوق طبقة من التربة الطينية الصلبة).

وبعد الشكل رقم (١٣, ٥) نفس الفكرة العامة، حيث إنه يوضح التغير المناظر في معامل شكل المقطع للتسرب (مما سيؤدي إلى تقدير أكثر دقة للتقدم، باستخدام المعادلة رقم (١٣, ٢٦) أكثر من المعادلة رقم (١٣, ٤). وتكون قيم r_z المحددة التي يتم استنتاجها نظرياً هي (Hart et al., 1968):

$$r_z = \frac{a\pi(1-a)}{\sin(a\pi)} \quad \text{عند الأزمنة الصغيرة} \quad r_z = \frac{1}{1+a} \quad \text{عند الأزمنة الكبيرة} \quad (13, 33)$$

ويقترح الحدان المعلومان عدداً من المنحنيات التي تلائم المناهج لاستبدال البيانات المعطاة بيانياً في الشكل رقم (١٣, ٤) والشكل رقم (١٣, ٥) عن طريق خطوات العمل التحليلية، وقد استفاد فاليانتزاس (Valiantzas 1997 a) من الانهيار الجزئي للمنحنيات التي توجد في الشكل رقم (١٣, ٤) نحو منحنى واحد عندما تم تطبيعها وقد تم تغيير المتغير المستقل إلى x_A^* / t^* (الذي يختلف في المدى من واحد إلى صفر، عندما تتغير t^* من صفر 0 إلى ما لا نهاية). وقد استنتج ملاءمة تحليلية تقريبية من خلال دالة بسيطة متعددة الحدود، وقد ثبت أن وجود بضعة تكرارات أمر ضروري لإنشاء النقطة $x^*(t_A^*)$ على منحنى التقدم بسبب صيغة المتغير المستقل في الدالة متعددة الحدود. وقد بحث العذبه (Alazba 1999) عن حل مباشر عن طريق إيجاد ما يناسب القيمة $r_z(t^*)$ ، والذي تطلب عندئذ حل معادلة من الدرجة الثانية للنقطة $x^*(t_A^*)$. وكلا المنهجين أقل كثافة حسابياً من معادلة لينوي (Lenau 1969).



الشكل رقم (١٣,٥). معامل شكل المقطع للتسرب (تسرب كوستيكوف).

ومن المفيد اعتبار شروط الشكل رقم (١٣,١) والشكل رقم (١٣,٢) في ضوء الشكل رقم (١٣,٥) للحكم على مقدار الخطأ الذي يقدمه افتراض القيمة الزمنية الصغيرة في حالة r_z التي تظهر في المعادلة رقم (١٣,٣٣). وفي الشكل رقم (١٣,١)، فإن الزمن اللابعدي المرتبط بتقدم قدره ٤٠ دقيقة يساوي ١٠,٩، والذي يُشاهد في الشكل رقم (١٣,٥) (عن طريق الاستكمال القياسي بين المنحنيين a تساوي 0.3 و 0.4) لزيادة القيمة الزمنية الصغيرة لـ r_z التي تساوي ٠,٧٤ بحوالي ٤٪، إلى ٠,٧٧. ومع وجود $\bar{A}_z$ تساوي ١,٧ مرة من $\bar{A}_y$ عند هذا الزمن، فإن تصحيح r_z سوف يقلل قيمة x_A بحوالي ٢,٥٪، أي، حتى تصل إلى الخط المتقطع، والذي يمثل حل معادلة لويس وميلن. والتصحيحات المماثلة في حالة الشكل رقم (١٣,٢) أيضاً تحرك التقدم المحسوب من الخط المتصل إلى الخط المتقطع، والذي مازال يظهر اختلافاً أساسياً

عن القيم المحسوبة. إذن، في هذه الحالة، لم يكن افتراض الشروط الزمنية الصغيرة لـ r_z مهمة (في حالة الزمن الفعلي $t = 60 \text{ min}$ و $t^* = 10^{-5}$)، وهناك أحد العوامل الأخرى مسئول عن التعارض (في هذه الحالة الغريبة، يكون عمق منبع السريان أثناء ساعة التقدم الموضح أقل بكثير جداً من العمق الطبيعي، انظر الجزء (١٣، ٦، ١٢)). ومع هذا ليس من الممكن القول بشكل عام، إن الخطأ في افتراض أولى المعادلات رقم (١٣، ٣٣) خلال التقدم أمر مهم: ويظهر الشكل رقم (١٣، ٥) أنه بينما تكون القيمة المنخفضة لـ a ، حيث تكون التغيرات في r_z مع الزمن مهمة في الواقع، كلما أظهرت القيم الأكبر تغيرات تبلغ حتى ١٠٠٪. وتظهر القيمة النظرية شائعة الاستخدام $a = 0.5$ تغيراً قدره ١٦٪ عبر المدى الكلي المحتمل لأزمة الري.

إن الأشكال التي تشبه الشكل رقم (١٣، ٤) والشكل رقم (١٣، ٥) يمكن تمثيلها بالنسبة لمعادلات التسرب فضلاً عن تسرب كوستيكوف. فعلى سبيل المثال، مع معادلة فيليب النظرية، $S\tau^{1/2} + A\tau$ ، فإن العوامل اللابعدية يمكن أن تقوم على زمن المرجع، $T_R = \left(\frac{\tilde{A}_y}{W \cdot S} \right)^2$ ، بدلاً من الزمن المذكور في المعادلة رقم (١٣، ٣١)، والمعامل الذي يحدد المنحنيات سوف يكون $A^* = \frac{A}{S^2 W / \tilde{A}_y}$. وإن معادلات التسرب التي يوجد بها أكثر من معاملين اثنين سوف تتطلب صفحات من المنحنيات البيانية لتغطية مداها المحتمل.

(١٣، ٥، ٦) القانون الأسّي للتقدم

إن المنحنيات التي تم تمثيلها على الورق اللوغاريتمي في الشكل رقم (١٣، ٤)، أي حلول معادلة لويس وميلن للتقدم (تعبيراً عن حفظ الكتلة) بمتوسط ثابت لعمق مياه السطح وتسرب قانون الطاقة، يظهر فيه تقدم الخط المستقيم (القانون الأسّي):

$$x_A = f^* t^h \quad (١٣، ٣٤)$$

عند كل من الأوقات الزمنية الصغيرة جداً والكبيرة جداً، ولكن ليس فيما بينها. ولكن، غالباً ما يظهر التقدم المقاس وكذلك حالات المحاكاة الهيدروديناميكية ملائمة

جداً للقانون الأسّي عبر الفواصل الزمنية المتوسطة، قل مثلاً من ١٠٪ من طول الحقل إلى نهايته. إذن، يؤدي افتراض أن كلا من $z = kt^a$ و $x_A = f \cdot t^h$ إلى تبسيطات كبيرة في معادلة لويس وميلن لحجم التسرب، والذي يكون:

$$(١٣,٣٥) \quad B_0 \int_0^t k(t-t_A)^a h f \cdot t_A^{h-1} dt_A = B_0 k t^a f \cdot t^h \int_0^1 (1-\alpha)^a \alpha^{h-1} d\alpha$$

والتي يكون فيها التكامل المحدد من الجانب الأيمن، الذي يساوي مقداراً ثابتاً في حالة إعطاء قيمة لكل من a و h ، والذي لا يعتمد على الزمن، هو دالة بيتا المعروفة جيداً، التي تقبل أن يتم التعبير عنها بدلالة دوال جاما ((Abramowitz and Stegun, 1964) والأجزاء (١,٢,٦)، و (٢,٢,٦)). ويكون معامل الشكل الناتج للقطاع الجانبي للتسرب الكلي:

$$(١٣,٣٦) \quad r_z = \frac{\Gamma(1+a)\Gamma(1+h)}{\Gamma(1+a+h)}$$

الذي لا يعتمد تماماً على الزمن. ويكون التعبير الجبري (Christiansen *et al.*, 1966):

$$(١٣,٣٧) \quad r_z = \frac{1+a+h-ah}{1+a+h+ah}$$

ذا تناسب عملي كبير عبر المدى بأكمله من $0 < a < 1$ و $0 < h < 1$. وعند أزمنة التقدم الصغيرة جداً، وعندما يكون حجم التسرب مهملاً مقارنة بحجم السطح عند عمق ثابت، فإن $h = 1$ ، و r_z تقل حتى:

$$(١٣,٣٨) \quad r_z = \frac{\Gamma(1+a)\Gamma(1+h)}{\Gamma(1+a+h)} = \frac{\Gamma(2)\Gamma(1+a)}{\Gamma(2+a)} = \frac{\Gamma(1+a)}{(1+a)\Gamma(1+a)} = \frac{1}{1+a}$$

بما يؤكد القيم الحدية على يسار الشكل رقم (١٣,٥). وعند أزمنة التقدم الكبيرة جداً، يكون حجم السطح مهملاً مقارنة بالحجم المتسرب، وتكون $a = h = 1$ (Hart *et al.*, 1968) إذن:

$$(١٣,٣٩) \quad r_z = \frac{\Gamma(1+a)\Gamma(2-a)}{\Gamma(2)} = \frac{\pi a(1-a)}{\sin(\pi a)}$$

(التي تم استنتاجها من ابراموتز وستيقن Abramowitz and Stegun, 1964 في الجزء (١٧, ١, ٦))، وهو دالة في a فقط وتؤكد القيم التي تم الاقتراب منها في الشكل رقم (١٣, ٥).

ويمكن كذلك أن تقارن معادلة التسرب لكوستيكوف الأكثر تعديلاً (المعادلة رقم (١٣, ١٢) مع تقدم القانون الآسي لينتج:

$$(١٣, ٤٠) \quad V_z = f \cdot t^h (r_{z1} k t^a + r_{z2} b t + r_{z3} c)$$

والتي فيها: $r_{z1} = r_z$ في المعادلتين رقم (١٣, ٣٦) ورقم (١٣, ٣٧) و $r_{z2} = \frac{1}{1+h}$ و $r_{z3} = 1$.

ويمكن استخدام تقدم القانون الآسي المذكور في هذا الجزء بدون أي افتراضات تتعلق بمتوسط عمق مياه السطح، كما في المسألة العكسية لتقدير معاملات كوستيكوف في الجزء (١٣, ٧)، أو كتقريب لحل معادلة لويس وميلن مع وجود متوسط عمق ثابت لمياه السطح، كما يلي.

(١٣, ٥, ٦, ١) طريقة النقطتين للتقدم

إن افتراض حفظ الكتلة مع متوسط عمق ثابت لمياه السطح وتقدم قانون آسي تقريبي يقدم بديلاً تقريبياً للطرق الهيدرولوجية الأخرى لتقدير زمن التقدم، الذي يعطي التسرب على صيغة kt^a ، والميل، والخشونة، ومعدل التدفق (مما يؤدي إلى الحصول على قيمة $\tilde{A}_y$). وعلى سبيل المثال، ففي حقل طوله L ، إذا كانت أزمته التقدم إلى نقطة المنتصف $t_{L/2}$ وإلى نقطة النهاية t_L معلومة، فإن المنحنى الكلي للتقدم، $f \cdot t^h$ ، سوف يكون معلوماً. إذن، فإن الحلول الفورية للمعادلات المتسامية غير الخطية بالنسبة لكل من $t_{L/2}$ ، و t_L ، و h تقوم بحل مسألة التقدم. ومع معرفة

Q_0 ، و x_A عند زمنين اثنين غير معروفين ، فإن القيمتين المناظرتين الآخرين لـ V_Z تكونان معروفتين كدوال في الزمنين ، والمعادلات الفورية المرتبطة بهذه الحالة هي :

$$G_1 = B_0 k t_{L/2}^a \left(\frac{L}{2} \right) r_z(a, h) - V_{ZL/2} = 0$$

$$(١٣, ٤١) \quad G_2 = B_0 k t_L^a L r_z(a, h) - V_{ZL} = 0$$

$$G_3 = \frac{1}{2} t_L^h - t_{L/2}^h = 0$$

$$V_{ZL/2} = Q_0 t_{L/2} - \tilde{A}_y \frac{L}{2} \quad \text{حيث إن:}$$

$$(١٣, ٤٢) \quad V_{ZL} = Q_0 t_L - \tilde{A}_y L$$

ولحل النظام باستخدام خطوات نيوتن-رافسون ، فإن الاستنتاج المطلوب لقيمة r_z بالنسبة إلى h يمكن إيجاده بأبسط الطرق عن طريق تفاضل معادلة كريستيانسن (المعادلة رقم ١٣, ٣٧).

(١٣, ٥, ٧) النمذجة الهيدرولوجية - الاستنتاجات

من الأهداف الأساسية لمحاكاة الري السطحي التنبؤ بتوزيع المياه المتسربة على امتداد طول مجرى الماء. وإذا كان تقدم وانحسار مجرى تيار ماء الري السطحي معروفين ، فإن أزمة فرصة التسرب سوف تكون معروفة ، ومع وجود دالة تسرب معروفة لا تعتمد على عمق التدفق ، سوف يتم حل المسألة. وفي حالة التسرب الذي يعتمد فقط على زمن البلب وليس على عمق التدفق ، فإن معادلة لويس وميلن التكاملية تعد نصاً دقيقاً لحفظ الكتلة أثناء تقدم مجرى تيار الري ، وإذا وجدت طريقة ما لتقدير الاختلاف في متوسط عمق مياه السطح ، فلن تؤدي إلى نوع الأخطاء التي ظهرت في الشكل رقم (١٣, ٢). ولكن ، معظم الطرق الموجودة لحل المعادلة افترضت أن العمق المتوسط لمياه السطح

تساوي ثابتاً معروفاً. وقد أدت أوجه عدم الدقة المرتبطة بهذا الافتراض إلى تطوير طرق لمحاكاة التقدم عن طريق استخدام قوانين هيدروليكا القنوات المكشوفة التي تحكم التدفق في المجرى المائي السطحي، كما هو مذكور في الجزء اللاحق.

ومن الممكن القيام باختبار مراحل أخرى من الري السطحي. فعلى سبيل المثال، اختبار النضوب، والتقدم، والانحسار عن طريق وضع افتراضات مقبولة منطقياً تتعلق بالقطاع الجانبي لياه السطح، ومعدلات التسرب (Shockley *et al.*, 1964; Wu, 1972; Singh and Yu, 1989a, b) وحل معادلة الاستمرارية مع حفظ الكتلة. ولكن مع تزايد الغموض بشكل عام للافتراضات اللازمة على شكل المقطع الجانبي للمجرى المائي لأطوار من الري تتبع التقدم، وللإتاحة واسعة الانتشار للحسابات الشخصية السريعة، فإن هذه المناهج، إلى درجة كبيرة، قد تم استبدالها بحلول محاكاة عديدة للمعادلات الهيدروليكية التي تتحكم في التدفق، والتي يمكن تطبيقها بشكل متساو على كل مراحل عملية الري.

وما زالت بساطة المنهج الهيدرولوجي تقترح استخدامها لحل ما يضاد المحاكاة، بالنسبة لتقدير معاملات الحقل وللتصميم. ويمكن عندئذ تجميع البيانات اللازمة للافتراضات المناسبة من الحلول الهيدروديناميكية المتوازية، بدلاً من العمل بالتخمين. ومن المحتمل أن يكون هناك اهتمام متواصل بهذه المحاولة الأقدم لمحاكاة الري السطحي.

(١٣، ٦) النمذجة الهيدروديناميكية لعملية الري السطحي

(١٣، ٦، ١) القوانين الفيزيائية لهيدروليكا القنوات المكشوفة - الحل الشبكي أحادي البعد

إن الأخطاء الرئيسية التي يمكن مواجهتها من خلال الشكل والعمق المفترض للمجرى السطحي قد أدت إلى حساب طولها وعمقها على أساس قوانين حفظ الكتلة وكمية الحركة التي يتم تطبيقها عبر سلسلة من الخطوات الزمنية على عناصر من المجرى السطحي والمياه المتسربة. وفي وجود هذا المنهج من الضروري افتراض أن التسرب لا يعتمد على عمق الخط (معامل البلل)، حيث إن عمق المجرى المائي الآن يعد متغيراً للحل. ولكن لازال من اللازم حساب كل من التسرب والمقاومة عملياً. وإن التطورات

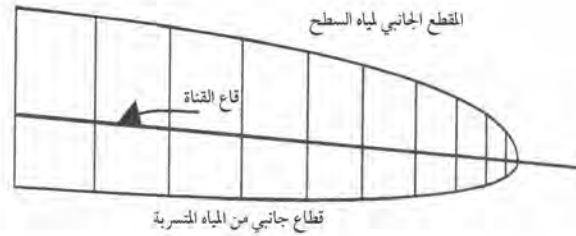
النظرية الأخيرة في حسابات التدفق المضطرب ، وتقنيات تقارن التدفق غير المشبع لمياه التربة مع التدفق في المجرى المائي السطحي (Tabuada *et al.*, 1995; Bradford and Katopodes, 1998; Skonard, 2002; Zerihun *et al.*, 2005) تجعل مثل هذه المساهمات العملية المحضة غير ضرورية، ولكن مع هذا لا تعد هذه الطرق عملية أو دقيقة بدرجة كافية في نتائجها النظرية للتسرب بالنسبة للحسابات التقليدية.

وفي منهج الهيدروديناميكي النمطي، يتم تقسيم المجرى المائي السطحي إلى شرائح، أو خلايا كافية، بحيث يكون شكل كل خلية تقريباً على هيئة شبه منحرف، كما في الشكل رقم (٦، ١٣) (بالنسبة للخلية الطرفية، من المفترض غالباً شكل القانون الأسّي)، على أن امتدادات الحقل الحسائية كالمجرى المائي تطول. يتم تقسيم الزمن الكلي للمحاكاة إلى عدد كافٍ من الفواصل الزمنية بحيث يمكن اعتبار اختلاف العوامل المرتبطة بها خطية كذلك، كما في الشكل رقم (٧، ١٣). ويتم في الغالب التحكم في المسافة والخطوات الزمنية عن طريق برامج الحاسب الآلي، مع قيام المستخدم بتوفير كثافة خلية مستهدفة، أي العدد التقريبي لخطوات المسافة التي تغطي طول المجرى بأكمله. وفي هذه الحالة تقوم الخطوات الزمنية بتكوين جزء من الحل لتقدم مجرى تيار الري. ومن الأفضل أن يتم تثبيت أوجه وعقد الخلية في شبكة الحل مع الزمن على امتداد طول المجرى المائي، حيث إن طول مجرى تيار الري يزداد، لتجنب الاستكمال القياسي في المقطع الجانبي للتسرب من خطوة زمنية إلى خطوة زمنية أخرى^(٣). ولا يلزم أن تكون العقد واقعة على مسافات متساوية، ولكنها يجب أن تتلاقى مع المواقع في الحقل حيث يكون هناك انكسار في الميل، أو تغير خطوي في معاملات التسرب أو الخشونة. عند مثل هذه المواقع، يكون هناك حاجة لعقدة مزدوجة بسبب التغيرات الخطوية التي يحتمل وجودها هناك على السطح أو عند عمق التسرب. وبالمثل، فإن أوقات التوقف أو القطع أو بداية التدفق يجب

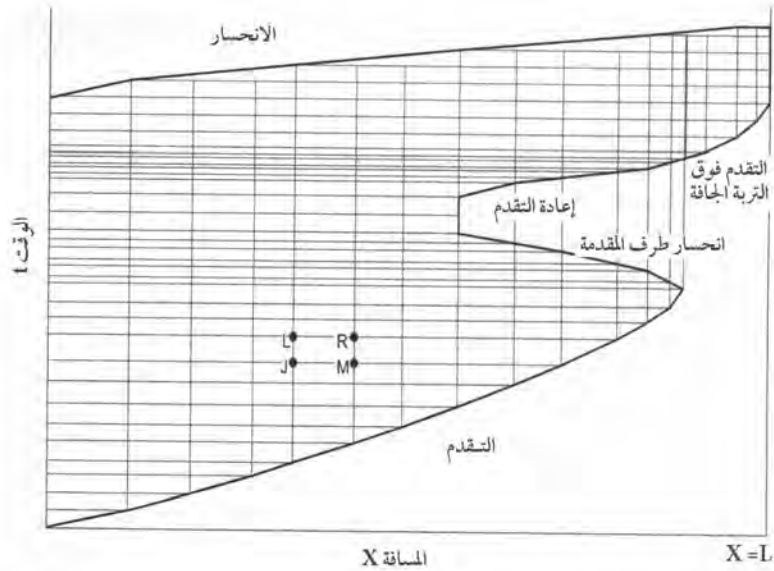
(٣) في حسابات اتزان الكتلة، فإن أخطاء الاستكمال القياسي في حجم التسرب المحسوب يمكن أن يؤدي إلى أعماق السطح السالبة المحسوبة، عندما تكون هذه صغيرة مقارنة بأعماق التسرب، والمحاكاة

المتوقفة (Strelkoff *et al.*, 1998).

أن تتلاقى مع مستوى زمن الحل. عندما تكون الخطوة الزمنية معطاة أثناء مرحلة التقدم، فإن زيادة في التقدم تعمل على تكوين جزء من الحل. والهدف دائماً أن تتغير العوامل باستمرار وبالتدرج عبر خطوة زمن أو مسافة، بدون انكسارات في التدرج، حيث إنه عند هذا يتم ضبط التقريب الخطي داخل الخلية.



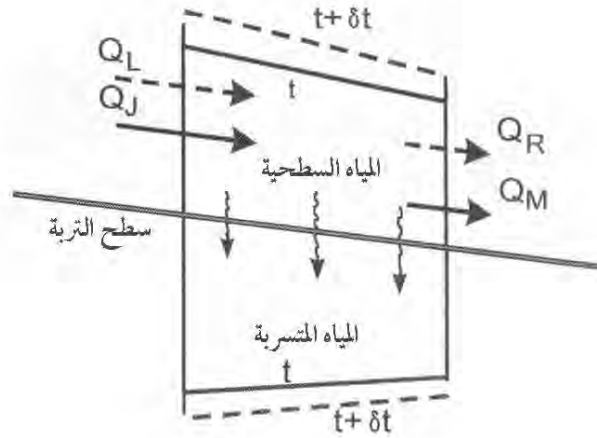
الشكل رقم (١٣,٦). تقسيم طول المجرى المائي إلى خلايا.



الشكل رقم (١٣,٧). شبكة الحساب في المستوى $x-t$.

(١٣,٦,٢) حفظ الكتلة

تمثل الخطوط المتصلة في الشكل رقم (١٣,٨)، المقطع الجانبي للخلية عند بداية الخطوة الزمنية، والخط المتقطع عند نهاية الخطوة الزمنية. وتشمل الخلايا التي تعبر عن حفظ الكتلة كلا من المياه السطحية والمياه المتسربة، وتكون مقيدة من أعلى بسطح المياه الفعلي، ومن أسفل بعمق التسرب (التي تتوسط عبر الاتجاه العرضي)، وعند بداية ونهاية الخط بالأوجه العمودية على قاع القناة.



الشكل رقم (١٣,٨). حفظ الكتلة في خلية المياه السطحية أو المياه المتسربة. الخط المتصل: بداية الخطوة الزمنية، والخط المتقطع: نهاية الخطوة الزمنية.

ويجب أن يكون صافي كتلة التدفق في الخلية مساوياً للزيادة في كتلتها. وبدلالة العوامل في الشكل رقم (١٣,٧)، والشكل رقم (١٣,٨)، فإن اتزان الكتلة في حال خطوة زمنية Δt يساوي (مع كثافة كتلة ثابتة):

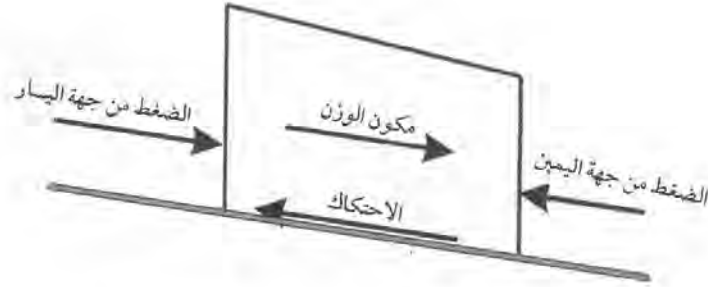
$$\begin{aligned} & [\theta Q_L + (1 - \theta) Q_J] \delta t - [\theta Q_R + (1 - \theta) Q_M] \delta t = \\ (13, 43) & \quad \{ [\phi_{yL} A_{yL} + \phi_{yR} A_{yR} + \phi_{zL} A_{zL} + \phi_{zR} A_{zR}] - \\ & \quad [\phi_{yJ} A_{yJ} + \phi_{yM} A_{yM} + \phi_{zJ} A_{zJ} + \phi_{zM} A_{zM}] \} \delta x_{LR} \end{aligned}$$

وتعكس معاملات الوزن θ و ϕ أي انحرافات عن تغير الخط المستقيم للمتغيرات مع الزمن أو المسافة (الخلايا شبه المنحرفة للقيمة ١/٢). ويتم إعطاء المتغير θ قيمة أكبر قليلاً من ٠,٥ حتى عندما تكون الخطوات الزمنية صغيرة بدرجة كافية لمنع عدم ثبات الحسابات السابقة عبر عدد كبير من الخطوات الزمنية. وإلا، تكون المخططات العددية كالمعادلة رقم (١٣, ٤٣)، والمعادلة رقم (١٣, ٤٥) (لاحقاً) مضخمة للأخطاء العددية الصغيرة للقطع أو لوضع حد مع كل خطوة زمنية تالية، لهذا في النهاية، فإن هذه الأخطاء المتذبذبة تعمل على طمس الحل الصحيح بشكل تام (انظر مثلاً، Cunge *et al.*, 1980).

(١٣, ٦, ٣) حفظ كمية الحركة

على خلاف الكتلة، يمكن استمداد كمية الحركة. فالنبضة، أو التكامل الزمني، الناتج من كل القوى التي تؤثر على الخلايا الممتلئة بالمياه يزيد من كمية الحركة بنفس الكمية. وكمية الحركة الزائدة هذه إما أن تتزايد داخل الخلية، أو تتدفق للخارج من خلال حدود الخلية.

وقد تم تصوير القوى المؤثرة على مياه السطح في الخلية في اتجاه التدفق في الشكل رقم (١٣, ٩)، وهي مكونات وزن المائع التي تتجه نحو أسفل الميل، ومقاومة الجدران والقاع وأي نبات قد يوجد في التدفق، والفرق في قوى الضغط الهيدروستاتيكي على الأوجه اليمنى واليسرى. وفي خطوط تربة غير منشورية، فإن الضغوط التي تؤثر على أوجه الخلية تزداد بمكون داخل الخط من الضغوط المائية التي تؤثر على الجدران الجانبية المتسعة تدريجياً نحو الخارج.



الشكل رقم (١٣،٩). حفظ كمية الحركة: القوى المؤثرة على خلية مياه السطح.

إن مكون الوزن يساوي حجم المياه الموجودة في الخلية، مضروباً في γ ، وحدة الوزن من المياه، والميل S_0 لقاع القناة. ويتم التعبير عن المقاومة من خلال ميل الاحتكاك S_f . ويتم التعبير عن قوة الضغط الهيدروستاتيكي على مياه الخلية، بما فيها مساهمات الجدران الجانبية الغير منشورية، بأبسط طريقة من خلال متوسط مساحة مقطع الخلية مضروباً في الفرق في عمق المياه عند الوجهين ووحدة الوزن من المياه. وفي الحقيقة، يتم تفسير مجموع الضغط وقوى الجاذبية على نحو جيد عن طريق متوسط مساحة مقطع الخلية مضروباً في الفرق في ارتفاعات سطح المياه عند أوجه المقدمة والنهاية من الخلية. وهذه الصياغة تضمن أن المياه المتوقفة في مجرى مائي له أي شكل سوف يتم حسابها بالسطح الأفقي.

وبالتالي، فإن النبضة δI_F الناتجة من القوة المؤثرة على خلية المياه في اتجاه التدفق عبر فترة زمنية قدرها خطوة زمنية تكون:

$$(13, 44) \quad \delta I_F = \left[\theta (\phi_{yL} A_{yL} + \phi_{yR} A_{yR}) (h_L - h_R - S_{fLR} \delta x_{LR}) + (1 - \theta) (\phi_{yJ} A_{yJ} + \phi_{yM} A_{yM}) (h_J - h_M - S_{fJM} \delta x_{JM}) \right] \gamma \delta t$$

حيث إن h تساوي ارتفاع سطح المياه.

وحيث إن كل عنصر من الحجم يمتلك كتلة، فإن كل عنصر من الحجم δV يمتلك كمية حركة تساوي $\rho V \delta V$ ، موجهة في نفس اتجاه المتجه V . وبالتالي فإن كمية الحركة تدخل وتغادر الخلية من خلال أوجه منبع ومصب السريان الخاصة بها، ومن المفترض ألا تمتلك المياه المتسربة أي كمية حركة. وتنامي وتدفق كمية الحركة δM معطى بالمعادلة التالية، التي توازي المعادلة رقم (١٣، ٤٣):

$$\begin{aligned} \delta M = & [\theta \rho V_R Q_R + (1-\theta) \rho V_M Q_M] \delta t \\ & - [\theta \rho V_L Q_L + (1-\theta) \rho V_J Q_J] \delta t \\ & + (\phi_{yL} V_L A_{yL} + \phi_{yR} V_R A_{yR}) \rho \delta x_{LR} \\ & - (\phi_{yJ} V_J A_{yJ} + \phi_{yM} V_M A_{yM}) \rho \delta x_{JM} + \delta M_I \end{aligned} \quad (١٣، ٤٥)$$

والحد الأخير الصغير المهمل يمثل كمية الحركة التي تُحمل خارج سطح مجرى التيار عن طريق التسرب. وعلى أساس اعتبارات الطاقة والافتراضات الفيزيائية المنطقية (Strelkoff, 1969)، فإن تدفق كمية الحركة δM_I الذي يساهم به التسرب في الخطوة الزمنية يكون:

$$\delta M_I = \left(\theta \frac{\rho}{2} \overline{V_{LR} W i_{LR}} \delta x_{LR} - (1-\theta) \frac{\rho}{2} \overline{V_{JM} W i_{JM}} \delta x_{JM} \right) \delta t \cong 0 \quad (١٣، ٤٦)$$

والحد الأول الذي وضع عليه شرط في كل حد يساوي متوسط السرعة في الخلية، والحد الثاني هو متوسط المعدل الحجمي الذي عنده تتسرب المياه خارج الخلية لكل وحدة طول، مما يكون معامل بلل تمثيلي W ومعدل تسرب تمثيلي i لكل وحدة مساحة.

وفي النهاية، تكون معادلة كمية الحركة لكل خلية هي:

$$\delta I_F = \delta M \quad (١٣, ٤٧)$$

(١٣, ٦, ٤) التخفيض إلى معادلات تفاضل جزئي

مع وجود خشونة ومميزات تسرب محددة ومع معدل تدفق وشرط حدي خلف (مصب) السريان (تقدم، نهاية مسدودة، أو سقوط حر)، فإن المعادلتين الجبريتين غير الخطيتين، رقم (١٣, ٤٣)، ورقم (١٣, ٤٧) تكونان صالحتين للحل العددي الفوري بالنسبة لخطوة زمنية ما، عبر كل الخلية. ولتوجيه القارئ، مع هذا، فإن الأمر لا يساوي شيئاً عن تخفيض هاتين المعادلتين إلى شكل لقانون حفظ كمية الحركة لمعادلات التفاضل الجزئي للتدفق في القناة المفتوحة (Saint Venant, 1871) عن طريق قسمة المعادلتين على $\gamma \delta x \delta t$ وتخفيض δx و δt إلى الصفر. ضمن الحد:

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A_y}{\partial t} + \frac{\partial A_z}{\partial t} = 0$$

(١٣, ٤٨)

$$\frac{1}{g} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{A_y} \right) + \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{V}{2} \frac{\partial A_z}{\partial t} \right] + A_y \left[\frac{\partial y}{\partial x} - S_0 + S_f \right] = 0$$

والتي تخفض، مع حساب التكامل والتفاضل القياسي، إلى صيغة تقليدية غير محافظة:

$$A_y \frac{\partial V}{\partial x} + VB \frac{\partial y}{\partial x} + VA_{yx} + B \frac{\partial y}{\partial t} + \frac{\partial A_z}{\partial t} = 0$$

(١٣, ٤٩)

$$\frac{1}{g} \frac{\partial V}{\partial t} + \frac{V}{g} \frac{\partial V}{\partial x} - \frac{V}{2g} \frac{\partial A_z}{\partial t} = \frac{\partial y}{\partial x} - S_0 + S_f$$

والتي فيها B اتساع القمة عند العمق y، و A_{yx} معدل الزيادة في A_y مع المسافة مع العمق الثابت في الخطوط غير المنشورية، وفي الخطوط المنشورية تساوي الصفر.

(١٣,٦,٥) الشروط الأولية والحدية (سانت فينانت)

إن الشروط الأولية لهذه المعادلات، عند $t = 0$ ، هي صفر عمق وتصرف في كل مكان، والشروط الحدية لمنبع السريان هي عادةً منحنى مائي معطى، مع الحل الذي ينتج أعماق منبع السريان. وبالتبادل، فإن أعماق منبع السريان أو ارتفاعات سطح المياه في قناة إمداد يمكن أن تعطى، ويتم عندها حساب التدفق الناتج. وأثناء تقدم الماء، فإن الشرط الحدي لمصب السريان، عند مقدمة الموجة، عمق يساوي صفراً. وتقترب سرعات التدفق من حد محدد هناك (Whitham, 1955; Sakkas and Strelkoff, 1974)، وبهذا يكون التصرف عند المقدمة يساوي صفراً.

وعند اكتمال تقدم الماء، عند حدود الحقل لخلف (مصب) السريان، وإذا تم صد التدفق، يصبح التصرف صفراً، ويمكن حساب العمق. وفي حالة السقوط الحرفي قناة صرف، يصبح التدفق عند حده الحرج (رقم فرود المحلي يساوي الوحدة)، وإذا كان منسوب المياه في قناة الصرف يقع فوق سطح التربة المغرق بالمياه بمقدار أكبر من العمق الحرج، فإن هذا العمق يصبح الشرط الحدي، ويمكن حساب التصرف. ولتجنب الحاجة لتحديد عمق ما افترض سكاس وآخرون (Sakkas et al. 1994) تقدماً مستمراً إلى داخل امتداد الحقل الافتراضي، فإن التصرف الناتج عند نهاية الحقل الفعلية يكون المنحنى المائي للجريان السطحي.

وعند حافة النهاية في الانحسار، يكون كل من العمق والتصرف صفراً.

(١٣,٦,٦) حل معادلات سانت فينانت الكاملة

إن عناصر التسارع (δM) في المعادلة رقم (١٣,٤٧)، والعناصر المقسومة على g في المعادلتين رقمي (١٣,٤٨)، و (١٣,٤٩) تجعل المعادلات متسمة بالغلو، أي أن، معادلات الموجة، التي يمكن تصوير سلوكها الفيزيائي فقط في الحل القائم على نقاط

تقاطع عائلتين من منحنيات التمييز (Garabedian, 1964; Sakkas and Strelkoff, 1974; Strelkoff and Falvey, 1993). وكما لاحظنا، فإن التعرض للتضاؤل الثانوي وتحول المرحلة، يجعل المعادلتين رقمي (١٣,٤٣)، ورقم (١٣,٤٧)، اللتين تم كتابتهما على مخطط بيرسمان (Cunge et al., 1980; Walker and Skogerboe, 1987)، جاهزتين للحل بدون الحاجة لأي معادلات تمييز.

يعمل حل معادلات سانت فينانت على توفير حل دقيق، وحساس أحياناً من الناحية العددية، كما ينتج قطاعات جانبية مغلوطة أو حتى تفشل في حساب العمق السلبي. هناك شكلان مختصران شائعان لمعادلات سانت فينانت، هما، تقريب القصور الذاتي الصفري وتقريب الموجة الكينيماتيكية، يتم استخدامهما لتوفير محاكاة أكثر قوة. وللتقريبين مدى واسع من التطبيق، برغم أنه يلزم إدراك قيودهما.

(١٣,٦,٧) تقريب القصور ذاتي الصفري

إن عناصر التسارع في المعادلات رقم (١٣,٤٣)، ورقم (١٣,٤٧)، أو رقم (١٣,٤٨)، أو رقم (١٣,٤٩)، برغم أنها تكون صغيرة نسبياً في الري السطحي بسبب سرعات المياه المنخفضة، يمكن أن تبقى مزعجة رقمياً وبهذا تقلل من قوة النموذج. إن التعديل لأجل اختصار المعادلات الحاكمة إلى صفر عجلة أو صفر قصور ذاتي يتوفر عن طريق قياس مقدار تأثير حدود العجلة على تقدم الري السطحي، كما هو موضح في الشكل رقم (١٣,١٠). ويسمح العرض اللابعدي، مع كل متغير يعرض بالنسبة لمتغير المرجع، بعرض صفحة مفردة من هذا التأثير لمدى واسع من معامل كوستيكوف k ، ومعامل ماننق π ، ومعدل التدفق. وفي حالة مقطع شريحة بمعدل تدفق يساوي الوحدة q_0 وتسرب كوستيكوف وخشونة ماننق، فإن النظام المناسب يكون:

$$q^* = \frac{q}{Q_R} \quad y^* = \frac{y}{Y_R} \quad t^* = \frac{t}{T_R} \quad \tau^* = \frac{\tau}{T_R}$$

مع:

$$Q_R = q_0 \quad Y_R = y_N(q_0, S_0, n)$$

$$(13, 50) \quad T_R = \left(\frac{Y_R}{k} \right)^{1/a} \quad Q_R T_R = Y_R X_R$$

وبالتعويض في المعادلة رقم (١٣، ٤٨) تنتج المعادلات اللابعدية مع ثلاثة عوامل مستقلة فقط أثناء التقدم عند التدفق المستقر، ويكون رقم فرود F_N عند العمق الطبيعي للتصرف المتدفق، والميل اللابعدي S_0^* ، أي:

$$(13, 51) \quad F_N = \sqrt{\frac{Q_R^2}{g Y_R}} \quad , \quad S_0^* = \frac{S_0}{Y_R / X_R}$$

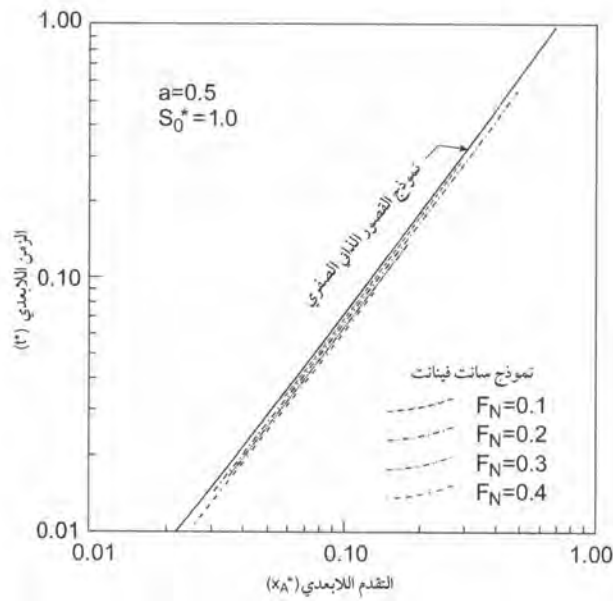
وأس كوستيكوف a .

ويوضح الشكل رقم (١٣، ١٠) (المستنتج من Katopodes and Strelkoff, 1977b) التأثير الصغير جداً على النتائج إذا تم التخلص من حدود القصور الذاتي من معادلة الحركة، مما يترك حالة من التوازن بين القوى المؤثرة على المجرى السطحي. إن الحدود المحددة، مع $F_N = 0$ تم الحصول عليها مع كل الحدود المتعلقة بالقصور الذاتي (وتلك التي تحتوي على g ، في المعادلة رقم (١٣، ٤٨)، ورقم (١٣، ٤٩)) التي تختصر ببساطة من المعادلات (أو بوضع $\delta M = 0$ في المعادلة رقم (١٣، ٤٧)). والمتطلب المحدد لتعديل هذه الخطوة هو أن يكون رقم فرود عند العمق الطبيعي صغيراً بدرجة كافية، مثلاً أقل من حوالي ٤، وهو شرط يتم تلبية في الري السطحي مع السرعات الصغيرة.

إن معادلات القصور الذاتي الصفري التي لها أبعاد، في حالة الشرائح، أو الأحواض، أو الخطوط هي المعادلتان رقم (١٣، ٤٣)، ورقم (١٣، ٤٤) اللتان تم كتابتهما لنهاية الخطوة الزمنية الحالية والتي تحتزل إلى الصيغة التالية:

$$(13, 52) \quad (\phi_{yL} A_{yL} + \phi_{yR} A_{yR})(h_L - h_R - S_{fLR} \delta x_{LR}) = 0$$

وهو بيان بسيط للتوازن بين القوى المؤثرة على المياه في الخلية، لأن $\delta M = 0$.



الشكل رقم (١٣, ١٠). تأثير رقم فرود المرجعي على تقدم مجرى التيار.

(١٣, ٦, ٨) الشروط الأولية والحدية (القصور الذاتي الصفري)

إن الشروط الأولية والحدية لمعادلات القصور الذاتي الصفري هي نفسها لمعادلات سانت فينانت (الجزء رقم ١٣, ٦, ٥)، ولكن يجب أن يكون ثابتاً في الذهن أن التدفقات التي لها القصور الذاتي الصفري هي التي تكون تحت الحرجة بصورة لانهائية، أي، أن العمق الحرج يساوي صفراً (Strelkoff and Katopodes, 1977a). وعند السقوط الحر، وفي حين أن السرعة النظرية تكون كبيرة بصورة لانهائية، فإن

التصرف يبقى محدوداً، وبالضبط عند مسافة قصيرة من حافة منبع (أمام) السريان، تنخفض السرعة إلى مستويات واقعية.

والممارسة الشائعة لتحديد العمق الطبيعي كالشرط الحدي لخلف السريان في حالة الخطوط أو الشرائح التي تتصرف بحرية تكون متضاربة مع مفهوم القصور الذاتي الصفري. وإذا كان ميل القاع صغيراً جداً ليسمح بتطبيق منهج الموجة الكينماتيكية على المحاكاة (انظر الجزء رقم ١١، ٦، ١٣)، أي أنه صغير جداً بحيث لا يمكن افتراض العمق الطبيعي عند كل النقاط في المجرى المائي السطحي، وبالتالي يكون صغيراً جداً عند النهاية بحيث لا يمكن افتراضه.

(١٣، ٦، ٩) معادلات القصور الذاتي الصفري

مع اختصار عناصر التسارع من معادلات سانت فينانت (المساوية لقيمة g النسبية الكبيرة بصورة لانهائية في معادلات التفاضل الجزئي)، فإن الاتجاهات المميزة في السطح $x-t$ لعائلتين متحللتين عند $dt/dx = \pm 0$. وهذا يوضح أن أي حدث مزعج عند الحدود ينتقل لحظياً إلى داخل المجرى المائي، ويتم الشعور به فوراً في كل مكان (برغم أنه مع الشدة دائمة التناقص مع المسافة من المصدر، كما في معادلة الحرارة، والتي تحاكيها معادلات القصور الذاتي الصفري). وبالتالي فإن معادلات القصور الذاتي الصفري تمثل مسألة قيمة حدية من نقطتين تتقدم مع الزمن، وتكون طبيعية بالنسبة للحل الجبري للمعادلتين رقمي (١٣، ٤٣)، ورقم (١٣، ٥٢) عند كل خطوة زمنية (Strelkoff and Katopodes, 1977b). في حين أن معظم حلول معادلات القصور الذاتي الصفري كانت عديدة (Wallender and Rayej, 1985; SRFR, Strelkoff *et al.*, 1998; SIRM, ISD, 1989)، بما فيها طريقة العناصر المنتهية التي قدمها كل من شايا، ويرالتس، وسيجرلند (Shayya, Bralts, and Segerlind, 1991)، إلا أنه توجد بضعة حلول تحليلية معقدة وممتازة (Schmitz and Seus, 1987, 1990, 1992).

وفي الحلول العددية، يعمل النظام المستخدم للمعادلات الجبرية غير الخطية عند كل خطوة زمنية سوياً مع الشروط الحدية، على تكوين نظام خطي مغلق غير جبري،

وتعد تقنية نيوتن-رافسون فعالة في الحصول على حل لكل من y و Q عند كل من النقاط الداخلية، زائد أي نقطة أو غيرها توجد عند حدود الحقل لأمام (منبع) أو خلف (مصب) السريان، و δx_n (أو δt) أثناء التقدم. إن مصفوفة المعاملات بالنسبة للنظام الذي له معادلات خطية في تصحيحات التقريبات المتتالية لمتغيرات الحل تعد متناثرة، وتنعكس بفاعلية باستخدام تقنيات المدى المزدوج (مثل، Cunge et al., 1980). ويكون مقدار الخطوة الزمنية معطى، وزيادة التقدم غير معروفة، أو أن التقدم لموقع محدد يكون معطى والخطوة الزمنية غير معروفة. وفي الحالة الأخيرة، تحتوي مصفوفة المعاملات على عمود من المكونات لقيم δt . وهناك امتداد لتقنية المدة المزدوجة الأصلية متاح للحل (Strelkoff, 1992).

وإن تقارب تكرارات نيوتن-رافسون تعد جيدة معظم الوقت، ولكنها تعتمد لحد ما على التخمينات الأولية. والأكثر من هذا، فعند اتخاذ مناطق ضعيفة للحل (مثلاً، في حالة التقدم البطيء جداً)، فإن التصحيحات التي تقدمها التقنية يمكن أن تكون كبيرة جداً -وسلبية - بالنسبة للأعماق الصغيرة، وتتوقف المحاكاة. وفي العادة، تعد التخمينات الأولية المرضية ببساطة هي القيم التي توجد عند بداية الخطوة الزمنية. وفي حالة التقدم، فإن التخمين المرضي الأول يأتي من الاعتبارات التقريبية لاتزان الكتلة (SRFR, Strelkoff et al., 1998).

وبوجه عام إذا ثبت أن عناصر التصحيح كبيرة جداً للدرجة تعمل على فوضى التكرارات، فإنها تكون محدودة بشكل اختياري لكسر من القيم المذكورة مسبقاً. ولكن، يتم إضافة الكسر لكل العناصر في متجه التصحيح وبهذا يظل اتجاهه (نيوتن-رافسون) غير متغير ("منهج عكسي" Press et al., 2001)، والتقارب حتى لو كان بطيئاً يعد تصحيحاً كافياً لهذا الإجراء.

وفي بعض الأحيان يتم جعل المعادلات الجبرية غير الخطية، خطية وجعل متجه الحل عند δt في خطوة واحدة (Cunge et al., 1980). وبشكل نظري، فإن الإجراء الذي يساوي تماماً التكرار الأول في طريقة نيوتن-رافسون، يتم ضبطه إذا كان الحل

مستمراً و δt صغيرة بدرجة كافية ، ولكن بمتابعة التكرارات المتتالية إلى أن يتم إرضاء المعادلة حتى الحد المذكور فإن هذا يضمن تحقيق متطلبات الاستمرارية وكمية الحركة في كل خلية عند كل خطوة زمنية (SRFR, Strelkoff, 1998).

(١٣, ٦, ٩, ١) التقدم المتوقف تقريباً

كما هو ملاحظ في الجزء رقم (١٣, ٢, ٢) فإن التقدم البطيء جداً يعد مشكلة صعبة الحل ، مع وجود انحسار سابق لأوانه من المحتمل أن ينتج في مسار التكرارات. وهناك منهج متخذ في SRFR (Strelkoff et al., 1998) قابل للتطبيق لكل من التذبذب الرقمي للتقدم وانحسار طرف المقدمة الفيزيائي النابع من عدم كفاية مؤقتة للتدفق. وعند حساب التقدم السلبي أو العمق السلبي بالضبط خلف مقدمة الموجة ، فإن الحد الحسابي يتم إرجاعه للخلف مسافة خلية واحدة. ويتم وضع الشرط الحدي لخلف (مصب) السريان عند عمق صغير ، والذي من خلاله يراق التدفق للخارج والتسرب لداخل التربة للأمام. وعندما يكون عمق هذا التسرب للأمام من المقدمة كبيراً بدرجة كافية في خطوة زمنية واحدة للتوافق مع معادلة التسرب بالنسبة للخطوة الزمنية ، فإن الحد الحسابي يتحرك خلية واحدة خلف السريان مرة أخرى. وبهذه الطريقة ، يمكن أن يتوقف التقدم ويعيد الابتداء ، ربما لمرات عديدة ، كما هو مشاهد في الحقل مع التقدم المتوقف تقريباً.

(١٣, ٦, ١٠) تقريب الموجة الكينيماتيكية

في حين أن تقريب القصور الذاتي الصفري يكون صالحاً بفرض فقط أن يكون رقم فرود للتدفق منخفضاً بدرجة كافية ، إلا أنها تصبح غير فعالة بشكل متزايد للتطبيق بزيادة انحدار ميل القاع. وعند هذا يصبح المقطع الجانبي للتدفق منتظماً تقريباً على امتداد طول المجرى المائي ، وفقط عند النهاية يكون شكلاً حاداً لأسفل نحو صفر عمق عند أول مقدمة الموجة. ولأجل تطبيق قاعدة شبه المنحرفة للتكامل الرقمي عبر الشرائح التي تكون المجرى السطحي ، فإنها تكون بحاجة إلى أن يتم جعلها أصغر وأصغر تجاه المقدمة. وهناك استجابة عددية نموذجية لشبكة شديدة الخشونة قرب مقدمة الموجة وهي وجود صورة أو نتوء عند المقدمة ، والتي إذا كانت كبيرة بشكل كافٍ فإنها

تكون مصحوبة بعمق سلبي يقع للخلف تماماً، مما يوقف الحسابات. ولتجنب المشكلة مع عقد- x الثابتة في سياق الهيدروديناميكا أو القصور الذاتي الصفري، فإن كل الخلايا يجب أن تكون صغيرة.

وفي نفس الوقت، فمع وجود ميل قاع كبير، فإن القوى الناتجة من الفرق في الضغط على أوجه الخلايا يصغر بسبب كل من مكون وزن المجرى المائي أسفل الميل والمقاومة الذي يقاوم التدفق. فمن الضروري عندئذ أن يكون المجرى المائي عند عمق طبيعي - بالنسبة للتصرف المحلي - في كل مكان على امتداد طوله. وهذا يكفي لموافقة شروط الموجة الكينيماتيكية الموجودة (Lighthill and Whitham, 1955)، بمعنى، أن العلاقة الفريدة بين التصرف ومساحة المقطع عند أي موقع في المجرى المائي، وعلى وجه التحديد، في هيدروليكا القناة المكشوفة:

$$S_f = S_0 = \frac{Q^2}{K^2} \quad (١٣,٥٣)$$

والتي فيها K تفريغ قناة الري (المعادلة رقم ١٣,٥)، وهي دالة في x و A_y ، أو في A_y وحدها في القناة المنتظمة المنشورية. وبالتعويض بالمعادلة رقم (١٣,٥٣) (ثاني المعادلات رقم (١٣,٤٨) مع حذف الحد $\partial y / \partial x$ وحد العجلة) في المعادلة الأولى من المعادلات رقم (١٣,٤٨) (الاستمرارية) تنتج معادلة الموجة الكينيماتيكية:

$$\frac{\partial A_y}{\partial t} + w \frac{\partial A_y}{\partial x} = -\frac{\partial A_z}{\partial t} - Q_x^{A_y} \quad (١٣,٥٤)$$

وفي قناة غير منتظمة، تكون العلاقة بين التصرف والمساحة معتمدة على الموقع x ، وبهذا فإن المعادلة:

$$w = \frac{\partial Q(A_y, x)}{\partial A_y} \quad (١٣,٥٥)$$

بينما

$$Q_x^{A_y} = \frac{\partial Q(A_y, x)}{\partial x}$$

تصف عدم الانتظامية، سواء كانت ميلاً متغيراً، أو مقطعاً عرضياً، أو خشونة. وفي قناة منتظمة، تكون $Q_x^{A_y} = 0$ ، وتكون:

$$w = \frac{dQ}{dA_y} = \frac{\sqrt{S_0}}{B(y)} \frac{dK(y)}{dy} \quad (١٣,٥٦)$$

وتم الحصول على حلول الموجة الكينيماتيكية تحليلياً أو شبه تحليلي، اعتماداً على دالة التسرب المختارة، على سبيل المثال، عن طريق (Sherman and Singh, 1982)، و (Singh and Ram, 1983)، و (Weir, 1983, 1985). والحل الرقمي الصحيح نظرياً للمعادلة رقم (١٣,٥٤) سوف يتبع عائلة مفردة من منحنيات التمييز في السطح $x-t$ ، مع كل منحنى يميل عكسي $w(x, t)$ (Garabedian, 1964; Smith, 1972; Strelkoff, 1985)، ولكن على حساب بعض التخفيف العددي (Hromadka II and DeVries, 1988)، فإنه يمكن الحصول على حل عددي عملي لتقريب الموجة الكينيماتيكية بدلالة نفس الشبكة المستطيلة (الشكل رقم (١٣,٧)) كما هو الحال مع أشكال القصور الذاتي الصفري والأشكال الهيدروديناميكية الكاملة. ويكشف تحليل حلول التمييزات عن العناصر الضرورية لسلوك الموجة الكينيماتيكية التي يمكن وضعها على الشبكة المستطيلة. وعلى سبيل المثال، ليس من الممكن وجود شرط حدي مستقل لمصب (خلف) السريان، فالشروط التي توجد عند نهاية مصب (خلف) السريان من القناة يتم التحكم بها بشكل تام بشروط منبع (أمام) السريان. فمقدمة الموجة في حالة التقدم تكون خطوة في العمق (ومساحة مقطع A_{yF})، مرتبطة بالتصرف هناك، Q_F ، من خلال المعادلة رقم (١٣,٥٣). وسرعة المقدمة، w_F ، التي تتقدم على قاع جاف تعطى بالعلاقة:

$$w_F = \frac{Q_F}{A_{yF} + A_{zF}} \quad (١٣,٥٧)$$

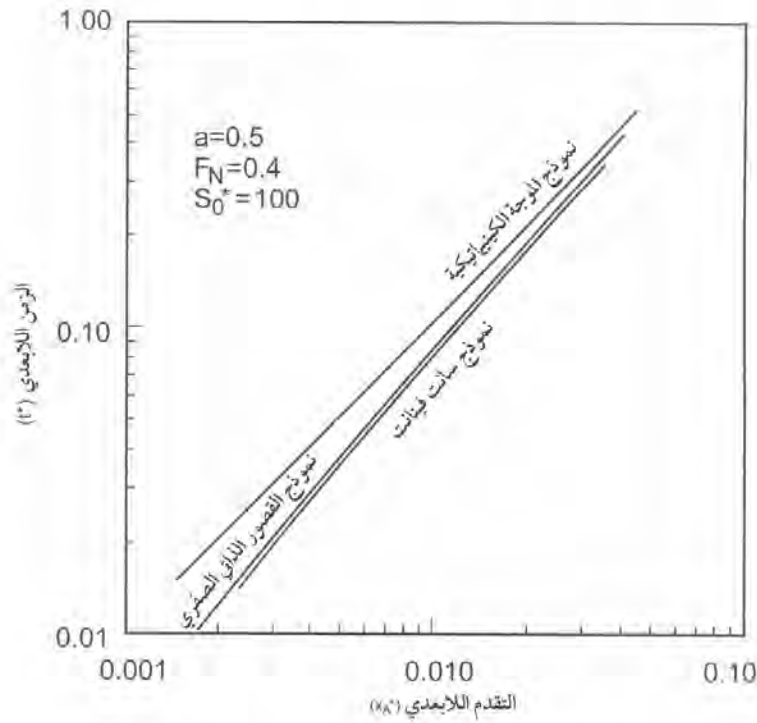
على ألا تكون قيمة A_{zF} مساوية للصفر فقط إذا كان الحد c في معادلة التسرب التراكمي للزمن، والمعادلتان رقم (١٣,١١)، ورقم (١٣,١٥)، لا يساوي صفرًا. وبالإضافة لذلك ففي المعادلة رقم (١٣,٤٣) ولتأكيد أهمية شروط منبع (أمام) السريان في المجرى السطحي، توضع ϕ_{yL} بما يساوي الوحدة، وتوضع ϕ_{yR} بما يساوي الصفر. وأخيراً، فإن حل الموجة الكينيماتيكية الحقيقي، في مقابل الحلول الأخرى، يوضح التقليل الفوري لصفر عمق عند طرف منبع (أمام) السريان عند قطع التدفق. وعند مصب (خلف) السريان من هذه النقطة، تنخفض الأعماق تدريجياً، بما يؤدي إلى حافة خلفية سريعة. ويمكن أن يوضح تقريب الفرق النهائي للمعادلة رقم (١٣,٥٤) على الشبكة $x-t$ زمن تأخر غير صفري واقترباً تدريجياً للصفر عمق عند طرف منبع (أمام) السريان، ولكن هذه النتيجة ترجع إلى خطأ التقريب الرقمي، ولا تمثل حل موجة كينيماتيكية صحيحاً ولا القصور الذاتي الصفري المناظر أو حل سانت فينانت.

(١٣,٦,١١) قابلية تطبيق افتراض الموجة الكينيماتيكية

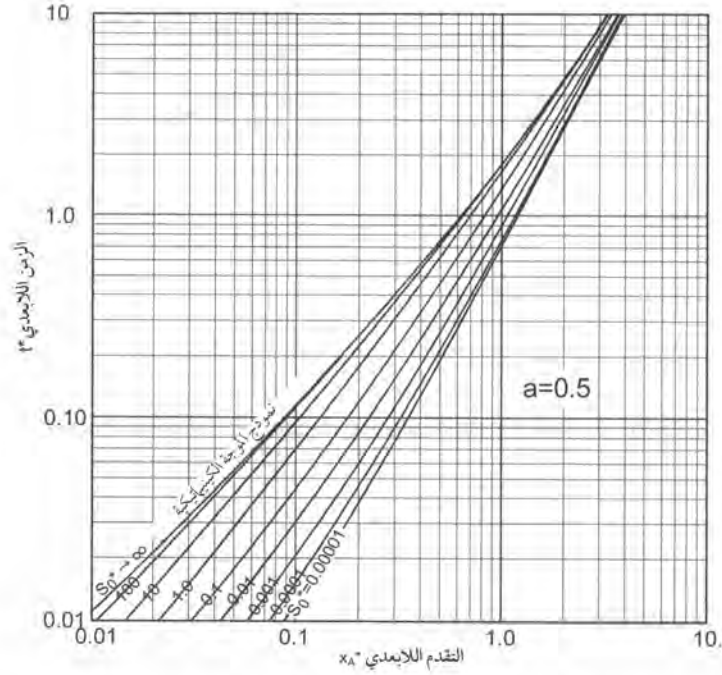
تعد نظرية الموجة الكينيماتيكية غير ذات جدوى في الأحواض أو الخطوط المستوية، وعندما $S_0 = 0$ ، تصبح المعادلة رقم (١٣,٥٣) متعذرة ولا يوجد عمق طبيعي. وبدلاً من هذا، يرتفع العمق عند مدخل التدفق المستقر بلا حدود، حتى قطع التدفق. وفي حالة وجود منحدرات غير صفرية وموجبة، فإن الشكلين رقم (١٣,١١)، ورقم (١٣,١٢) يوضحان الشروط التي ينتج تحتها تقريب الموجة الكينيماتيكية وإعطاء نتائج قريبة من الحلول الكاملة لمعادلات سانت فينانت، أو تقريب القصور الذاتي الصفري. إن العوامل المذكورة اللاحقة هي نفسها التي توجد في المعادلتين رقم (١٣,٥٠)، ورقم (١٣,٥١).

ولإرشاد القارئ بدلالة العوامل النموذجية البعدية، مثلاً في مقطع شريحة مروي، مع تدفق q_0 قدره لتر/ث/م ، و S_0 تساوي $٠,٠٠١$ ، و n تساوي $٠,٠٤$ ،

و k تساوي ٣٠ مم/ساعة، و a تساوي ٠,٥، يتبع هذا أن يكون ميل المرجع، Y_R / X_R ، يساوي ٠,٠٠٠٠٦٢٥، وأن يكون الميل النسبي S_0^* ، يساوي ٠,١٦. ومن الشكل رقم (١٣, ١٢)، فمع X_R تساوي ٦٧١ م، فإن الخطأ في زمن التقدم حتى ١٠٠ م باستخدام نظرية الموجة الكينيماتيكية سوف يكون حوالي ٥٪ لأعلى. ويعطي الشكل رقم (١٣, ١٣) مؤشراً لكمية الزمن التي مرت، كدالة في الميل النسبي S_0^* ، قبل أن يتحقق العمق الطبيعي عند طرف منبع (أمام) السريان. وتفترض نظرية الموجة الكينيماتيكية أنه عند كل نقطة في المجرى السطحي، فإن العمق يكون فوراً عند العمق الطبيعي بالنسبة للتصرف الموجود.



الشكل رقم (١٣, ١١). مقارنة لنماذج المحاكاة في تقدم المجرى المائي.



الشكل رقم (١٢, ١٣). تأثير ميل القاع اللابعدي على التقدم: قابلية تطبيق نموذج الموجة الكينيماتيكية.

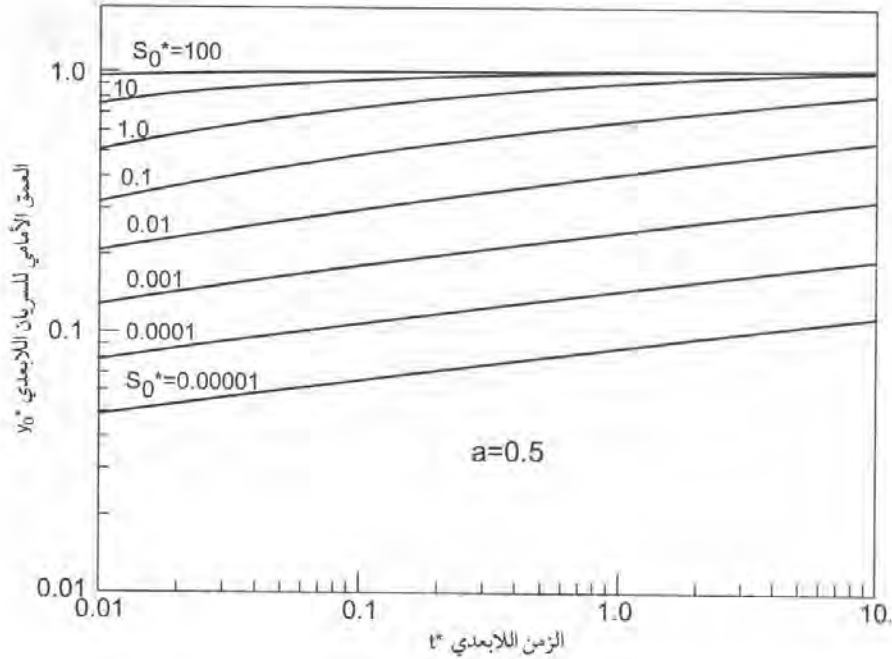
وبشكل واضح ، يعد المجرى الطويل على المنحدر الحاد هو التطبيق المثالي. وتوضح المجموعة الكاملة للمنحنيات من نوع الشكل رقم (١٢, ١٣) مع وجود a في المدى $0.1 \leq a \leq 0.9$ ، التي يعرضها (Katopodes and Strelkoff, 1977b) وأن قيمة $S_0^* x_A^* > 20$ تكون مطلوبة للأخطاء الصغيرة في التقدم. ويتبع هذا أن نسبة ميل القاع إلى نصيب العمق الطبيعي وطول المجرى المائي يجب أن يتجاوز ٢٠ ، أي :

$$\frac{y_0}{x_A} < \frac{S_0}{20} \quad (١٣, ٥٨)$$

في حالة الحسابات الدقيقة المنطقية للتقدم.

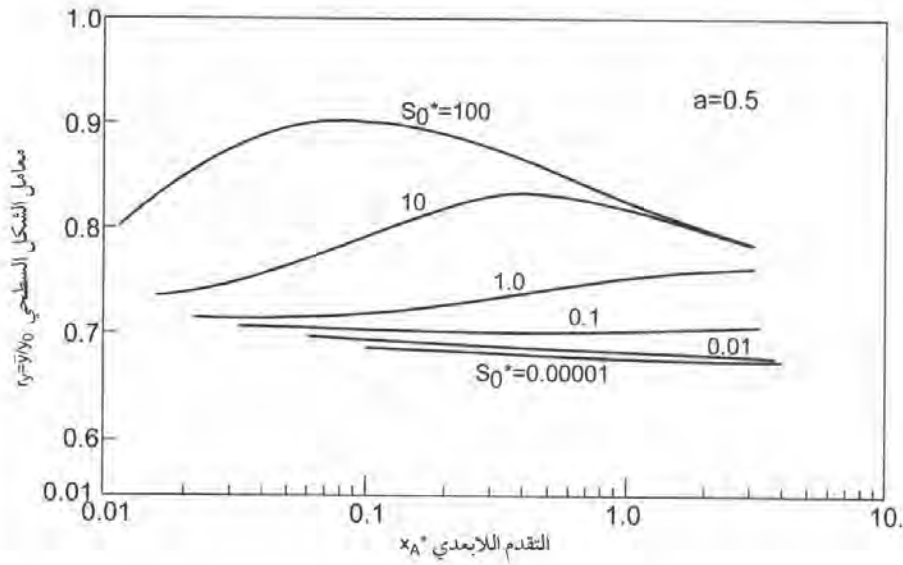
(١٣,٦,١٢) متوسط عمق التدفق السطحي في قطاعات الشرائح والأحواض

لقد تم حل الصيغ اللابعدية لمعادلات القصور الذاتي (العطالة) الصفرية، رقم (١٣,٤٣)، ورقم (١٣,٥٢)، ($F_N = 0$) لتقدم سريان المياه مع سلسلة من S_0^* (Katopodes and Strelkoff, 1997b). وهناك ملاحظة للارتفاع التدريجي تقريباً لعمق منبع (أمام) السريان في الشكل رقم (١٣,١٣)، في حين أن التغير في معامل شكل المقطع الجانبي للسطح (المعادلة رقم (١٣,٢٦)، والجزء رقم (١٣,٥,١)) مع كون التقدم موضحاً في الشكل رقم (١٣,١٤). مثل هذه المنحنيات تعمل على تكوين معيار تقوم الافتراضات مقابله بإنتاج متوسط مقطع عرضي للمجرى المائي يمكن قياسه (الجزء رقم ١٣,٥,٣).



الشكل رقم (١٣,١٣). زيادة العمق الأمامي للسريان كدالة في الميل النسبي للقاع.

وعلى وجه التحديد، فإن اختبار الشروط في الشكل رقم (١٣، ١) والشكل رقم (١٣، ٢) في ضوء الشكل رقم (١٣، ١٣) يفسر التعارض الكبير في بعض الأحيان بين المشاهدات الحقلية والنظرية المبسطة المذكورة في الجزء (١٣، ٥، ١) والجزء (١٣، ٥، ٣). وفي حين أن الشكلين رقم (١٣، ١٣)، ورقم (١٣، ١٤) تم رسمهما باستخدام معامل كوستيكوف $a = 0.5$ ، ولا يمكن توقع أن تمثل شروط قيم أخرى، فإن التقدير الكيفي للتغيرات يكون ممكناً برغم ذلك. وبالمثل يمكن توقع أنه يمكن تطبيق اعتبارات مماثلة على الخطوط في الحقل. ومؤخراً تم تطوير قاعدة بيانات لابعدية لمتوسط أعماق مياه السطح في الري بالشرائح للاستخدام مع النماذج الهيدرولوجية (Monserrat and Barragan. 1998).



الشكل رقم (١٣، ١٤). تقييم معامل شكل المجرى المائي السطحي كدالة في ميل العمق النسي.

(١٣, ٦, ١٣) نمذجة عملية الري السطحي ثنائية البعد

يتدفق الماء في بعض نظم الري السطحي، على سبيل المثال، في أحواض واسعة أو قطاعات شرائح مع وجود ميل عرضي، وهي لا تمتلك مثل هذا الاتجاه الطولي السائد بحيث إن السرعات والتغيرات المستعرضة في ارتفاع مياه السطح تكون مهمة. وفي هذه الحالة تظل القوانين الفيزيائية التي تُبنى عليها عمليات المحاكاة هي قوانين حفظ الكتلة وكمية الحركة مع وجود التسرب العملي ومقاومة التدفق، ولكن الآن لا بد من التعبير عن هذه المؤثرات بدلالة اتجاهين إحداثيين فرعيين، x_1 ، و x_2 وأيضاً بدلالة الزمن t . ولتحديد الدراسة لبعدين فقط، فمن المفترض مرة أخرى أن يكون توزيع الضغط في الاتجاه الرأسي هيدروستاتيكياً. ومن المفترض بشكل ضروري أن يكون توزيع السرعة في الاتجاه الرأسي منتظماً، ممثلاً بمتجه متوسط سرعة تدفق $\vec{V}(x_1, x_2)$ موجه بزاوية للاتجاهين x_1 ، و x_2 . وقد تم مناقشة متجه المقاومة (السحب) في الجزء رقم (١٣, ٣, ٢)، حيث كان من المفترض أن يكون التسرب دالة فقط في زمن الفرصة.

وقد تم حل المعادلات وثيقة الصلة بهذا الموضوع في سياق انكسار-السدود أثناء الفيضان، وهي مشكلة شبيهة بالري السطحي ولكن بمقياس أكبر، عن طريق تقنيات العناصر المحدودة على سطح مستو (Akanbi and Katopodes, 1988)، وعن طريق الاختلافات المحدودة التي يتم تطبيقها عشوائياً على خلايا الشبكة المناسبة عبر تضاريسية السطح مقاسة (B ellos et al., 1991). وعند الإضافة المباشرة للري السطحي، يميز بلايان وآخرون (Playa'n et al. (1994 معادلات سانت فينانت الكاملة بالمقاومة التماثلة وقاع منتظم على مخطط قافز مركزي. ولأجل الملاءمة الحسابية، للسماح بحل معادلات الموجة في كل مكان (في حساب مباشر) بدلاً من فقط الحل في المنطقة التي يغطيها تقدم المجرى المائي، فإن عمقاً صغيراً تم افتراضه في المناطق الجافة اسماً، مع الفرض المتضمن أن المقدمة المتقدمة كونت ثقباً هيدروليكيّاً. وعدل بلايان وآخرون (Playa'n et al. (1996 المخطط لوضع سطح التربة المنتظم. وحل ستريلكوف

وآخرون (2003a) Strelkoff *et al.* معادلات القصور الذاتي الصفرية على تضاريس غير منتظمة ، مع الاتفاق الجيد مع التقدم المقاس والمنحنيات المائية للعمق-السطح (Clemmens *et al.*, 2003). وقد سمحت الطبيعة المكافئة للمعادلات المتحكم بالحساب المباشر لكل من المناطق الجافة والمبللة بدون افتراض وجود حمل للحافة المتقدمة (مشابه لتقدم الحرارة في قضيب معزول ، قد تم تسخينه فجأة عند أحد الأطراف (Carslaw and Jaeger, 1959). ولضمان أنه لم يتم حساب المياه على أنها تتدفق من نقطة جافة عالية إلى نقطة منخفضة ، وهو نتيجة محتملة للحساب المباشر ، فقد تمت مراقبة مستويات المياه والتدفق المسموح بها فقط من الخلايا المبللة. وبالمثل ، فقد تم السماح للتسرب فقط من الخلايا التي بها عمق مياه كافٍ حتى لا تصبح جافة عبر مرور الخطوة الزمنية.

(١٤, ٦, ١٣) العرض العام للابعدي لمحاكاة وأداء الري السطحي

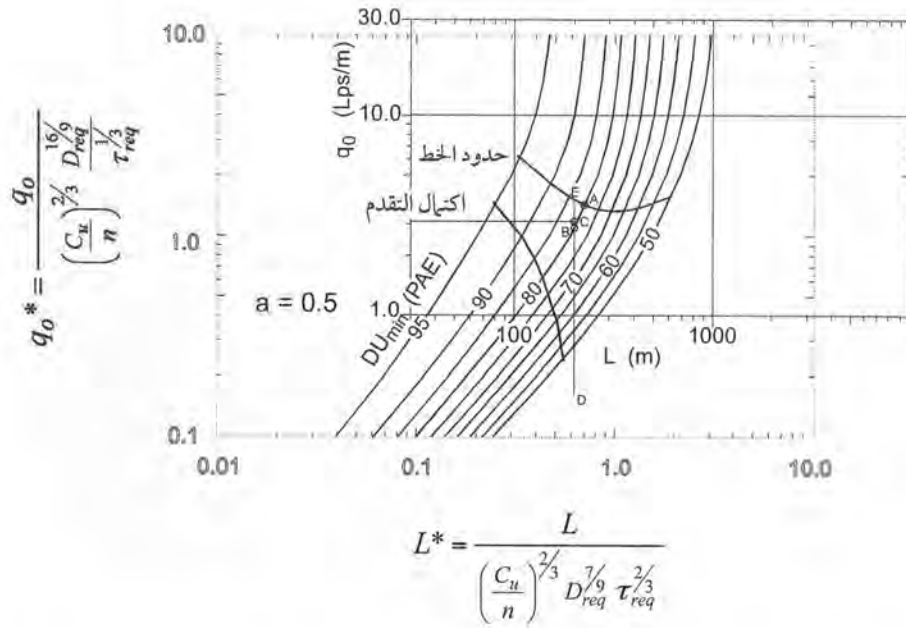
كما هو ملاحظ من قبل ، فإن التعبير عن المعادلات المتحكم ، والشروط الحدية ، والحلول في الصيغ الابعدي (عديمة الأبعاد) أدى إلى التبسيطات التي تسمح بالعرض العام للنتائج. ويوضح الشكل رقم (٤, ١٣) ، في صفحة واحدة من الأشكال البيانية ، كل منحنيات التقدم المحتملة في قطاعات الشرائح ، والتي تتعرض لافتراضات أن متوسط عمق مياه السطح يكون ثابتاً مع الزمن وأن التسرب التراكمي يتبع بعض قوانين الطاقة مع الزمن. ويعد الشكل رقم (١٢, ١٣) واحداً من أصل تسعة أشكال (شكل واحد لكل قيمة من معامل كوستيكوف a تساوي ١, ٢, ٣, ٤, ٥, ٦, ٧, ٨, ٩) ، والذي يوضح التقدم الابعدي مسبق القطع $x^*(t^*)$ في الشرائح المائلة بدون وجود افتراضات صارمة. ويُسمح لعمق مياه السطح بالتغير مع الزمن والمسافة طبقاً للقوانين الفيزيائية التي تحكم سلوكها ، وبهذا ، فهي تعد دالة في الميل النسبي S_0^* .

ويمجرد تذكر أن تقدم الماء مسبق القطع في مقطع الشريحة دال في a ، و k ، و n ، و q_0 ، و S_0 ، يتضح أنه لعرض نفس البيانات في أشكال بيانية لها أبعاد لقيم $x_A(t)$ مع خمسة معاملات مستقلة سوف تتطلب الاطلاع على مجموعات عديدة من

كتب المنحنيات البيانية ، وبهذا تكون ميزة التمثيل اللابعدي واضحة. وهناك الكثير من النظم المحتملة لمتغيرات المرجع ، وكل منها يؤدي إلى نتائج تشير إلى أحد الجوانب أو غيره من هيدروليكا الري (انظر Strelkoff and Clemmens, 1994 ، لمناقشة مكثفة للمنحنيات التخطيطية المتعددة).

إن فرص توفير الفراغ التي يتم القيام بها عن طريق استخدام العوامل اللابعدية قد أدت إلى تطوير قاعدة بيانات لعمليات المحاكاة مسبقة التشغيل التي تغلف عروض ظاهرة بعينها. فعلى سبيل المثال ، فإن عرضاً لأداء ري في الأحواض المستوية بوجه عام قد أدى إلى ابتكار برامج المساعدة في التصميم ، BASIN (Clemmens et al., 1995a) التي تسمح للمستخدم برؤية بشكل افتراضي لحظياً أي الأبعاد الفيزيائية وظروف التشغيل التي تؤدي إلى كفاءات إضافية محددة. وفي قلب BASIN هناك جداول لقيم DU_{min} (نفس قيم PAE_{min}) كدالة في ثابت كوستيكوف a والطول اللابعدي ووحدة معدل التدفق بناءً على عوامل المرجع الأساسي D_{req} ، و τ_{req} ، ومعامل مانتق n ، والعوامل الحقلية التي من المفترض معرفتها عند القيام بالإعداد لعملية التصميم. ويوضح الشكل رقم (١٥، ١٣) الذي رسمه ستريلكوف وكليمينز Strelkoff and Clemmens (1994) الحالة التي يكون فيها $a = 0.5$ (ماعدًا أن العمق المستهدف في هذه الحالة يوضع عند ١٠٠ مم ، وزمن التسرب لهذا العمق ، ٢١٠ دقيقة ، ومعامل مانتق n يساوي ٠,١٥ م^{١/٦} ، انظر عينة تصميم الحوض المستوي أدناه). وتتميز كل نقطة على الخطوط الكتورية بأدنى عمق للتسرب في الحوض قدره ١٠٠ مم. وهناك توضيح لمجموعتين من المقاييس: المقاييس عديمة الأبعاد (اللابعدية) ، والتي تكون قاعدة البيانات الدائمة ، والمقاييس التي لها أبعاد لمجموعة محددة من أوضاع الحقل الميدانية. وفي حقل ما ، تختلف كلتا المجموعتين بمحدود مضروبة ثابتة (عوامل المرجع X_{Re} و Q_{Re} Strelkoff and Clemmens, 1994). والمنحنى الذي يُسمى باكتمال التقدم يمثل شرط تشغيل قطع التدفق عند وقت وصول المجرى المائي لنهاية خلف (مصب) السريان. وتوضح المنحنيات أنه في حالة وجود طول محدد للحوض ، يمكن

تحسين الأداء عن طريق زيادة وحدة التدفق بينما يتم بدء القطع قبل اكتمال التقدم، بما يسمح للمجرى المائي أن "يهبط بفعل الجاذبية" إلى النهاية بعد القطع. ومع هذا فإن زيادة انحدار الخطوط الكنتورية DU عند معدلات التدفق العالية، توضح أن هناك حدوداً لخطوات العمل هذه. وقد اقترح كليمنس وديدريك Clemmens and Dedrick (1982) قيوداً عملية على العملية، موضحين أن الاعتماد المفرط على الهبوط بفعل الجاذبية حتى النهاية يمكن أن يترك الطرف العالي جافاً إذا لم تكن أوضاع الحقل الميدانية معروفة بدقة، وقيود اقتراحهما موضحة باسم قيد الخط.



الشكل رقم (١٣، ١٥). كفاءة الإضافة المحتملة (DU) في الأحواض المستوية. المقياس التي لها أبعاد والتي ليس لها أبعاد: الطول: وحدة التدفق. ثابت كوستيكوف: $a = 0.5$. (أ) الطول انحداد في حالة $DU = 80\%$ ، 229 م، (ب) الطول العملي عند $DU = 80\%$ ، 200 م، والعرض 63 م، (ج) العرض العملي 75 م، و 81.1 م DU .

(١٣, ٦, ١٤, ١) مثال تصميمي لحوض مستو

عند رسم التصميم الفيزيائي للمثال (صفحة ٤-١ Clemmens *et al.*, 1995a)، فإن المصمم يبحث عن تحقيق قيمة مستهدفة من DU_{min} تساوي ٨٠٪ في كل حوض بالحقل مع خواص التسرب والخشونة سالفة الذكر، بعرض للحوض ٦٠٠ م، وطول ١٢٠٠ م، ومصدر المياه المتاح قدره ٢٣٠ لتر/ث. ويقوم هو أو هي بالبحث عن طول مقيد. وتمثل النقطة A في الشكل رقم (١٣, ١٥) نقطة التشغيل المناظرة لطول قدره ٢٢٩ م (وحدة التدفق المناظرة، q_0 تساوي ٣,٦٥ لتر/ث/م في المقدمة، مع المصدر الكلي المتاح الذي يبلغ ٢٣٠ لتر/ث، وحتى عرض قدره ٦٣ م). ومع تقسيم ١٢٠٠ م، وهو طول الحوض المختار، بشكل متساو كل ٢٠٠ م. والنقطة B في الشكل رقم (١٣, ١٥) هي نقطة التشغيل لطول ٢٠٠ م وتساوي DU_{min} ٨٠٪. وهذا مناظر لعرض قدره ٨٤ م. والنقط الواقعة بين D و E في الشكل رقم (١٣, ١٥) (حيث D نقطة تشغيل متوسطة لكل قيمة منخفضة من DU_{min} و E تمثل العرض المقيد الأول) تكون متاحة للمصمم لاختيار عرض عملي معين. ويكون هناك ثمانية أحواض عرض كل منها ٧٥ م وطولها ٢٠٠ م، L، عند تقسيم الحقل المتاح بالتساوي مما يؤدي إلى أن تبلغ DU_{min} ٨١,١٪ (نقطة التشغيل C). ويكون زمن القطع المناسب، الذي يتم حسابه من اتزان الحجم البسيط، $t_{eq} q_0 = LD_{req} / DU_{min}$ يساوي ١٣٤ دقيقة. إن منحنيات التقدم اللابعدية والتي يتم تخزينها في قاعدة بيانات BASIN تسفر عن تقدم لطول ١٧٦ م مقابل القطع، والدليل المفيد لإدارة التدفق في (Clemmens, 1998).

وباستخدام البيانات المدخلة المستنتجة من القائمة (التي لها أبعاد) بالنسبة للوضع الحقل وأهداف التصميم ثم القيام بأداء كل الاتصالات بين البيانات اللابعدية والبيانات البعدية الموضحة في الشكل رقم (١٣, ١٥)، وكذلك القيام بعمليات الاستكمال القياسي والحسابات للحصول على عمق مستهدف محدد عن طريق أدنى قيم في التوزيع التالي للري للأعماق المتسربة. ولا يمكن للمستخدم على الإطلاق رؤية المنحنيات الممثلة في الشكل رقم (١٣, ١٥)، حيث إنها تبقى في النهاية.

(٢, ١٤, ٦, ١٣) مقطع الشريحة المائلة مع حدوث جريان سطحي للمياه في نهاية الحقل يتم التحكم بخطوط الشريحة المائلة مع حدوث جريان سطحي للمياه في نهاية الحقل عن طريق عدد أكبر من المعاملات المدخلة مقارنة بالأحواض المستوية، وقد تم توظيف إستراتيجية مختلفة لقاعدة البيانات اللابعدية التي تقع داخل برنامج مساعدة التصميم، BORDER (Strelkoff et al., 1996; Strelkoff and Clemmens, 1996a). وتكون عوامل المرجع Q_R ، و Y_R ، و X_R ، و T_R هي، على الترتيب، وحدة التدفق الغير معروفة، والعمق الطبيعي عند عمق وخشونة محددين، والعمق الطبيعي مقسوماً على ميل القاع، و $X_R Y_R / Q_R$. وهناك عدة آلاف من المحاكاة في نظام القصور الذاتي الصفري اللابعدية تم القيام بها (Shatanawi and Strelkoff, 1984; Strelkoff and Shatanawi, 1984) باستخدام تسرب كوستيكوف، أي، في مدى من $K^* = kT_R^a$ ، و a ، وأزمنة التوقف اللابعدية في الشرائح الافتراضية غير المحدودة الطول، لهذا ينتهي التقدم قبل الوصول إلى نهاية الشريحة. ويمثل الحجم "المتسرب" بعد النهاية الفعلية لقطاع الشريحة الجريان السطحي الفعلي. وفي حدود طول الشريحة، يسمح معامل الشكل المخزون للقطاع الجانبي للتسرب التالي على الري بحساب أدنى عمق أو متوسط الربع المنخفض. وعند الاستخدام، مثلاً عند المساعدة في التصميم الفيزيائي، يتم إقامة شبكة من الشرائح بأطوال وعروض تغطي مدى اهتمام عوامل التصميم، وتؤدي التقريبات المتعاقبة التي تستخدم عمليات الاستكمال القياسي داخل قاعدة البيانات إلى أزمنة القطع على الشبكة والتي تتوافق تماماً مع العمق المستهدف، وكذلك سلسلة من معاملات الأداء.

ويمثل برنامج الحاسب الآلي خطوط مناسب الأداء كدالة في أوضاع الحقل الميدانية، والتصميم الفيزيائي، وشروط التشغيل. وفي هذه الحالة، لا يجب على المستخدم وضع مستوى أداء مرغوب مقدماً، فخطوط المناسيب توضح أعلى مستوى أداء يمكن أن يتحقق في حقل ما، والمصدر المائي المتاح، والعمق المستهدف، وكذلك كيفية تحقيق مستوى محدد عن طريق اختيار معاملات التصميم. ويوضح الشكل رقم

(١٦، ١٣) (Strelkoff and Clemmens, 1996b) عينة من خطوط المناسيب لكفاءة إضافة محتملة في حالة وجود حقل له الخصائص التالية :

معامل كوستيكوف: $k = 57.4 \text{ mm/hr}^a$ ، $a = 0.5$

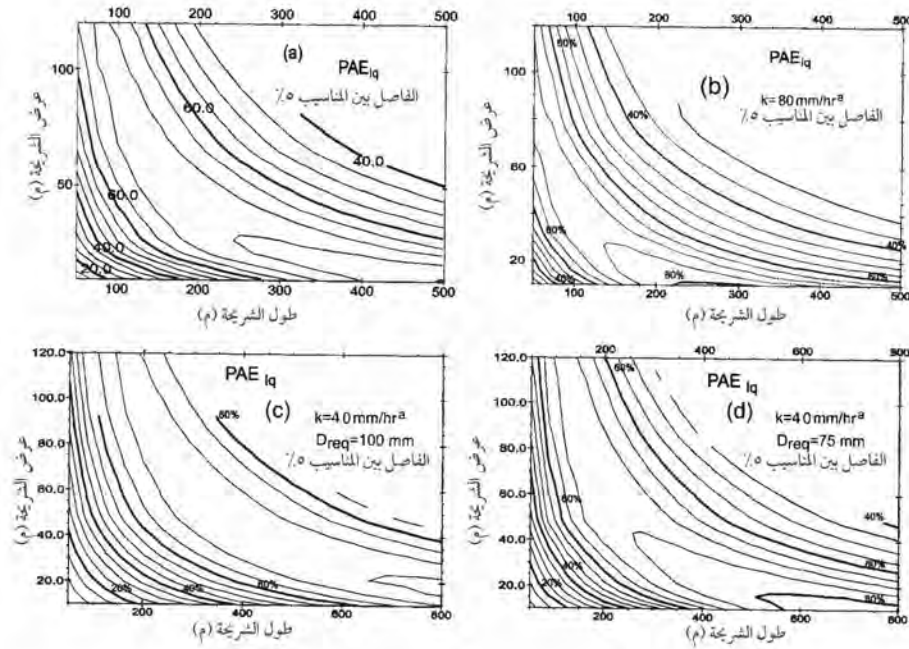
الميل: $S_0 = 0.001$ ، العمق المستهدف: $D_{req} = 100 \text{ mm}$

معامل ماننق: $n = 0.10 \text{ m}^{1/6}$ ، تدفق الإضافة: $Q = 60 \text{ L/s}$

وهناك منحني بياني مصاحب (غير موضح) يمثل النمط المناظر لأزمة القطع المطلوبة لتحقيق الأداء. وبالإضافة لهذا، يمكن عرض خرائط مناسيب انتظامية التوزيع، والجريان السطحي، والتسرب العميق، وتقدم المجرى المائي عن زمن القطع، وتكلفة المياه لكل وحدة مساحة. ويوضح التمثيل البياني للمناسيب نقاط تقاطع تصاميم كفاءة الإضافة العالية المحتملة العالية نسبياً (PAE)، مع وحدة معدلات التدفق المنخفضة (العرض الأكبر) المناظرة للأطوال الأقصر من الشريحة. وتكون الانحدارات قرب قمة التقاطع طفيفة، بما يتضمن أن لا تؤثر الأخطاء في تقييم الأوضاع الحقلية أو تنفيذ التصميم على كفاءة الإضافة المحتملة بدرجة كبيرة، وتوضح خطوط المناسيب مقارنة المسافات التغيرات الكبيرة في الأداء مع التغيرات الصغيرة في معاملات المدخل. وتتساعد حافة الكفاءة تدريجياً مع الأطوال الأكبر، ووحدة معدل التدفق الأكبر، وأزمة الإضافة الأقصر. وعند أعلى وأدنى وحدة معدل تدفق، مع هذا، تكون خطوط المناسيب قرب قمة الحافة أكثر قرباً معاً عما تكون عليه مع وحدة معدلات التدفق المتوسطة، التي تكون مثلاً حوالي، ١,٥ لتر/ث/م (٤٠ م عرض)، مما يوضح الحساسية المتزايدة لشروط المدخل.

ويوضح الشكل رقم (١٦، ١٣ ب) النمط المتبع في حالة التربة الأكثر رملية، مع بقاء كل الشروط الأخرى كما هي، وزيادة معامل كوستيكوف، وبهذا يصبح عمق التسرب التراكمي لساعة واحدة قدره ٨٠ مم. وبشكل كافي، فإن نفس الملاحظات المسجلة للتربة الأصلية تنطبق هنا، ولكن عند أطوال أقصر. وبالعكس فإن الشكل رقم (١٦، ١٣ ج)، مع ثابت كوستيكوف، $k = 40 \text{ mm/hr}^a$ ، يتطلب أطوالاً طويلة جداً

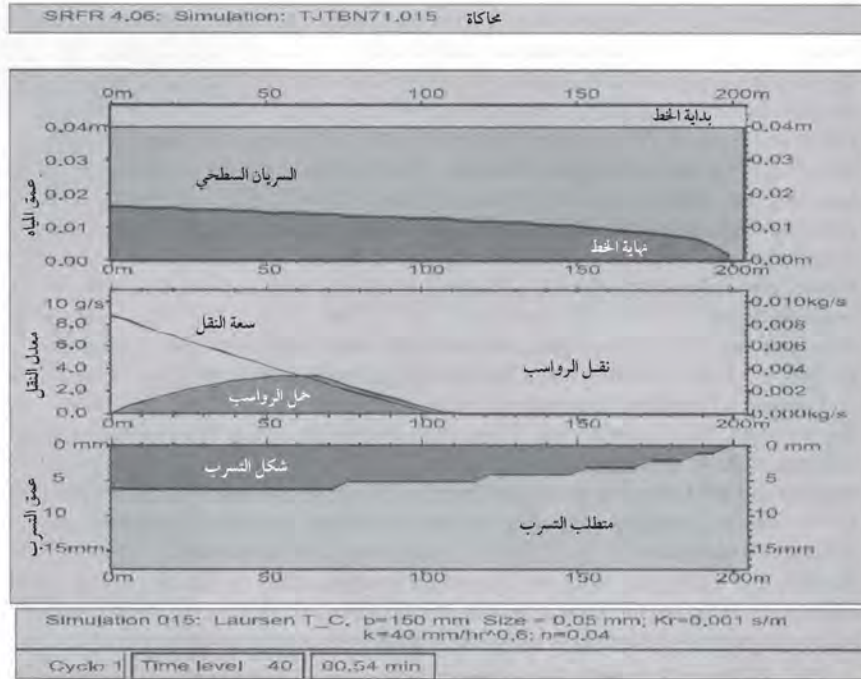
لتحقيق كفاءات إضافة محتملة قابلة للمقارنة (لاحظ التغير في المقاييس). ولكن عندما يتم اتخاذ قرار بالري أكثر تكراراً وأقل مقداراً، مثلاً مع ٧٥ مم إضافة مستهدفة كما في الشكل رقم (١٦، ١٣د)، فإن الكفاءات الأعلى تعود إلى أطول خطوط الشريحة الأقصر. وهناك منحنيات بيانية (غير موضحة) توفر عرضاً عاماً لآثار إدارة التدفق في حالة وجود تصميم فيزيائي محدد.



الشكل رقم (١٦، ١٣). خطوط المناسيب بالنسبة لكفاءة الإضافة المحتملة كدالة في طول وعرض الشريحة لأنواع التربة المختلفة. ويكون: معامل كوستيكوف $a = 0.5$ ، ومعامل ماننق $n = 0.10 \text{ m}^{1/6}$ ، وميل القاع $S_0 = 0.001$ ، والإمداد المتاح من المياه $Q = 60 \text{ L/s}$ ، والعمق المستهدف (أ-ج) $D_{\text{req}} = 100 \text{ mm}$ ، ويكون: (أ) تسرب كوستيكوف $k = 57.4 \text{ mm/hr}^a$ ، و(ب) في حالة التربة الرملية أكثر: $k = 40 \text{ mm/hr}^a$ ، و(ج) في حالة التربة الأكثر تماسكاً: $k = 80 \text{ mm/hr}^a$ ، و(د) في حالة $k = 57.4 \text{ mm/hr}^a$ ، يكون العمق المستهدف $D_{\text{req}} = 75 \text{ mm}$.

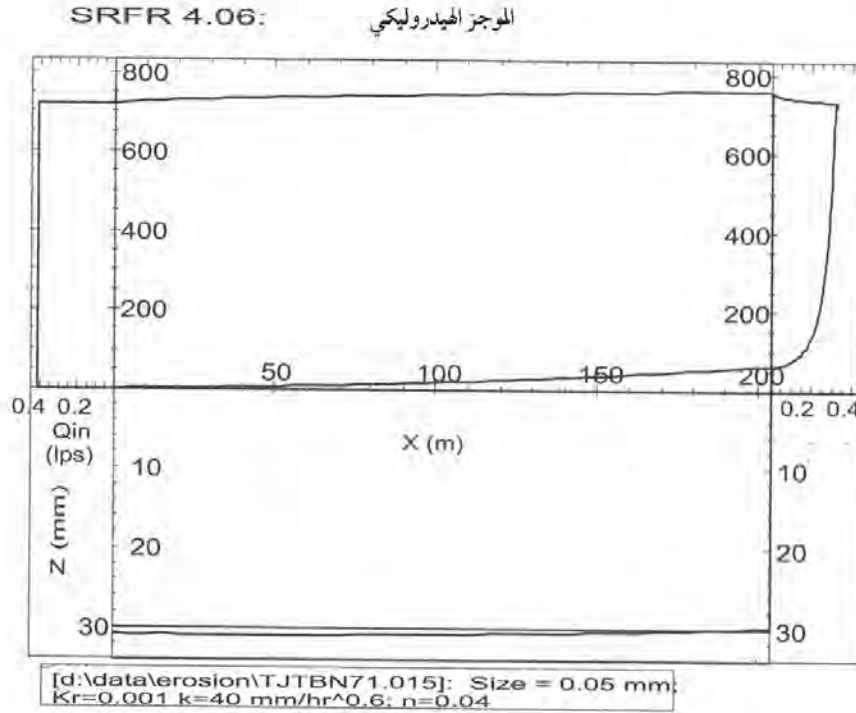
(١٣,٦,١٥) برامج المحاكاة سهلة الاستخدام، نقل المقومات

كما هو ملاحظ، فإن مشقة الحل العددي للمعادلات من رقم (١٣,٤٣) حتى رقم (١٣,٤٧) بالترتيب، وكذلك إضافة تنوع من الشروط الأولية والحدية لمدى من سيناريوهات الري السطحي أحادي البعد التي يتم مصادفتها يتم التعهد بها لبرامج المحاكاة سهلة الاستخدام المستتجة من القائمة (SRFR 4.06, USDA, 1999; SIRM III, Walker, 2003). ويوضح الشكل رقم (١٣,١٧) إطاراً من الآلية التي تظهر سلوك المجرى المائي كما تم حسابه باستخدام SRFR في حالة الري بالخطوط ومع وجود مقاومة. وهناك تمثيل للقطاع الجانبي للمياه السطحية، وسعة نقل الرواسب،

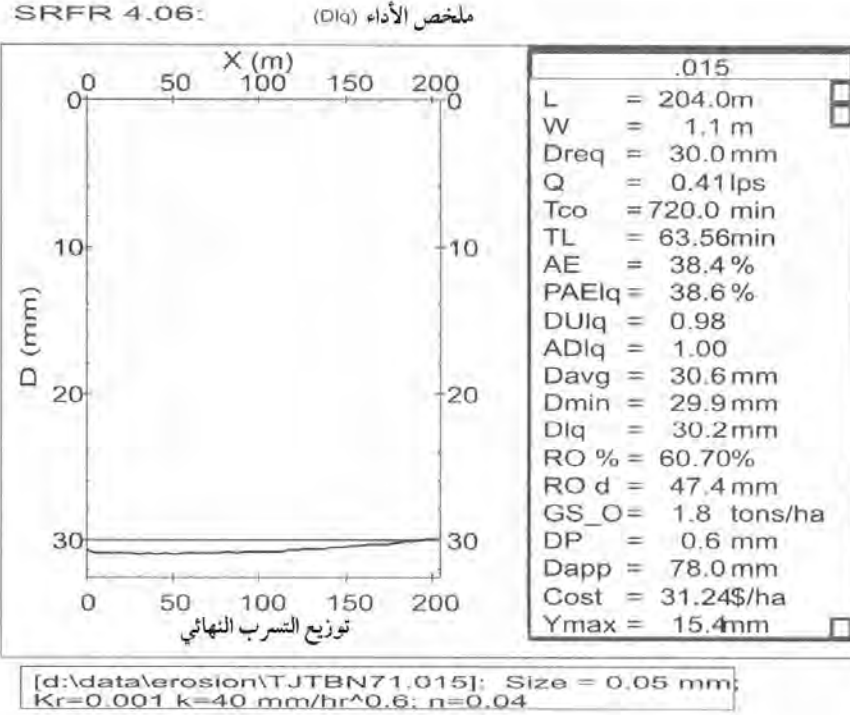


الشكل رقم (١٣,١٧). إطار التمثيل البياني كما تم حسابه من قبل SRFR أثناء تقدم الماء مع الانجراف الناتج من الري.

والمقاطع الجانبية للأحمال، والقطاع الجانبي للتسرب لمدة ساعة وربع في الري. وبعد الشكل رقم (١٣, ١٨) موجزاً هيدروليكيًا لما بعد الري لعملية الري، موضحاً المنحنى المائي للتدفق والتقدم الناتج، ومنحنيات الانحسار، والمنحنى المائي للجريان السطحي، والتوزيع النهائي للأعماق المتسربة. ويقوم برنامج الحاسب كذلك بإعداد قائمة من مؤشرات الأداء، والتي منها يمكن الحكم على جدوى طريقة الري (الشكل رقم ١٣, ١٩)، والتي تشمل في هذه الحالة نقل الرواسب خارج الموقع، GS_O. وإن برنامج الحاسب الذي أطلقته USDA مجاني، ويأتي مع حوالي ١٥ ملفاً من عينات البيانات المدخلة، توضح عدداً من الحالات.



الشكل رقم (١٣, ١٨). المخرجات البيانية لمحاكاة SRFR. ويوضح الموجز الهيدروليكي: المنحنى المائي للتدفق، والتقدم، والانحسار، والمنحنى المائي للتدفق الخارج، وتوزيع التسرب في نهاية الري.



الشكل رقم (١٣، ١٩). المخرجات البيانية محاكاة SRFR لري الخطوط مع المقاومة. ملخص أداء يظهر مرحلة ما بعد الري وتوزيع التسرب مجموعة من مؤشرات الأداء، بما في ذلك نقل الرواسب خارج الموقع، GS_O.

ويحتوي برنامج SIRM III على بعض إمكانيات تقدير التسرب الأساسية وكذلك وسائل مساعدة محددة لتصميم النظام. وقد سمحت التحسينات الأخيرة التي أجريت على SRFR للباحثين باستخدام مخرجات هيدروليكية لدراسة نقل المقومات الأساسية في تدفقات الري السطحي، مثلاً، بالإضافة إلى الرواسب (Strelkoff and Bjorneberg, 2001)، يتم وضع الأسمدة في الحل } Strelkoff and Clemmens,

2006 (بالحركة الأفقية فقط) و Zerihum *et al.*, 2005, and Perea *et al.*, 2005 (بالحركة الأفقية والانتشار المضطرب) }. وهناك حالياً مشروع تحت الإنشاء تابع إلى (Win SRFR) USDA لجمع برامج DOS المستقلة عن برامج الحاسب، و SRFR، و BASIN، و BORDER سوياً مع نموذج تقييم الري وخواص الحقل في مجموعة WINDOWS متكاملة تسمح بتبادل المعلومات بين النماذج المتعددة بالنسبة للمدخلات والمخرجات (USDA-ARS, 2006).

(١٣،٧) تقدير المعاملات الحقلية

ليس من الممكن منطقياً القيام بالمحاكاة ولا بالتصميم بدون إدخال المعاملات الحقلية مثل التسرب والخشونة. ويلعب التسرب بوجه خاص دوراً هائلاً في نتاج الري السطحي. ومع التغير الموجود في الحقل وللنجاح المحدود لمعايير التسرب في التنبؤ حتى بالمعاملات الحقلية لشروط الري السطحي، فإنه من المنطقي استنتاج هذه المعاملات حتى مشاهدات عمليات الري الفعلية، وبالإضافة لذلك ربما يكون من الضروري تقدير التسرب والخشونة في الزمن الحقيقي، أي أثناء عملية ري - مثلاً أثناء التقدم المبكر - لتوقع كيف يثبت الري الناجح أنه هكذا، وكيف يمكنه القيام بهذا. بشكل عام كلما كانت التفاصيل أكبر في القياس، كان التقييم أكثر دقة. ومن ناحية أخرى، فإن القياسات التفصيلية للأعماق السطحية في التدفق على سبيل المثال تعد مستهلكة للوقت ومكلفة. وبالتالي فهناك محاولات لتقدير المعاملات الحقلية في القياسات الأبسط، على سبيل المثال تقدم المجرى المائي.

وعلى كل حال، أياً كان وقت القيام بتقدير المعاملات الحقلية لوضعها في إجراء محاكاة أو تصميم، فإنه يجب القيام بتقدير إضافي للأخطاء المحتملة في كل معامل. وبهذا، يجب تنفيذ الإجراء لمدى من عوامل المدخل، مع إجمال النتائج التي تقع ضمن نطاق يوثق به. وبتعبير آخر، لا يجب التفكير في النتائج البيانية للمحاكاة أو التصميم كمنحنى له سمك خط القلم الرصاص، وإنما كجرة فرشاة عريضة، مع

النتائج الحقيقية التي تقع داخلها بعض الشيء. وإن مهمة المهندس أن يتوقع ليس فقط سلوك الخط المركزي لجرة الفرشاة، وإنما أيضاً تقدير سمكها.

(١٣,٧,١) حفظ الكتلة - ائزان الحجم

إن الأشكال الواضحة لحفظ الكتلة هي الأساس لكل الطرق المباشرة لتقدير العوامل. فأتناء التقدم يجب أن يساوي حجم التدفق حجم التسرب بالإضافة إلى حجم التخزين السطحي، كما هو معطى في المعادلة رقم (١٣, ١٨). وفي حالة التدفق أحادي البعد، يكون التخزين السطحي معطى في المعادلة رقم (١٣, ٢١)، في حين يكون الحجم المتسرب معطى بالمعادلة رقم (١٣, ٢٣)، والذي يحتوي على كل من دالة التقدم $x_A(t)$ أو $x_A(x)$ ، التي يمكن قياسها ودالة التسرب (التي يتم البحث عنها). وكثير من الطرق المباشرة لتقدير المعامل تقوم على $V_Z(t)$ معلومة، تنتج من التدفق الداخل والتدفق الخارج المقاس، و $\bar{A}_V$ حتى أعماق المياه السطحية المقاسة أو المقدرة.

(١٣,٧,١,١) تحديد خصائص التسرب بعد الري

من التطبيقات البسيطة للغاية والدقيقة نظرياً استخدام ائزان الحجم لتقدير عوامل التسرب التي تنبع من تحليل ما بعد الري لمنحنيات التقدم والانحسار المقاسين. ومع اكتمال الري، فإن كل المياه السطحية V_V إما أن تنصرف إلى الخارج أو تتسرب، في المعادلة رقم (١٣, ١٨)، وبالتالي تساوي الصفر، وتكون V_Z معروفة من قياس التدفق الداخل V_Q ، والتدفق الخارج V_{RO} . وبالتالي يكون متوسط عمق التسرب معروفاً. وفي الواقع، ومن خلال اتباع اقتراح أولي من قبل ميريام (Merriam, 1971)، وكليمنس (Clemmens, 1981) اللذين قاما بتطوير معادلات تقديرات الشريحة بأكملها لثابت كوستيكوف k ، إذا كان الأس a معروفاً من المصادر الأخرى. وإذا كانت معادلة كوستيكوف الأساسية، $k\tau_0^a$ ، مفترضة، والتي فيها $\tau_0(x)$ زمن فرصة التسرب بين منحنيات التقدم والانحسار، وإذا كانت a مأخوذة على سبيل المثال، من بيانات الأسطوانة المزدوجة، فإن k يمكن إيجادها من معادلة الحجم الإجمالي المتسرب لكل وحدة عرض:

$$V_z = kW \sum_{j=1}^N \tau_{oj}^a \delta x_j \quad (١٣,٥٩)$$

والتي فيها تم تقسيم طول الشريحة فرعياً إلى عدد من الأجزاء N ، و τ_{oj} متوسط زمن الفرصة للجزء j^{th} ، و W محيط البلل الفعال، الذي من المفترض أن يكون ثابتاً، وبهذا تكون $A_z = W_z$.

وقام كلمينس (Clemmens, 1981) بتوسيع تقنية المعادلة رقم (١٣,٥٩) للمعادلات الفرعية رقم (١٣,١٤) بالنسبة للحالة الشائعة التي تم ضمنها تحقيق معدل التسرب الأساسي ضمن أصغر زمن فرصة مقياس. فعلى سبيل المثال في مقطع شريحة مع عمق، بعد الري للتسرب d عند أي محطة تعتمد فقط على زمن الفرصة هناك:

$$d = k\tau_B^a + b(\tau_o - \tau_B) \quad (١٣,٦٠)$$

ويكون متوسط عمق التسرب عبر الشريحة (المعروفة من قياس التدفق الداخل والخارج):

$$\bar{d} = k\tau_B^a + b(\bar{\tau}_o - \tau_B) \quad (١٣,٦١)$$

ومع تقدير a ، و b من بيانات الأسطوانة المزدوجة، ويتم إيجاد نقطة العبور τ_B بدلالة k من المعادلة الثالثة من المعادلات رقم (١٣,١٤) ويتم تعويض الناتج في المعادلة رقم (١٣,٦١)، لإنتاج التقدير الكلي لقيمة k (المبسطة، والمصححة) التالية:

$$k = \left(\frac{b}{a}\right)^a \left(\frac{\bar{d} - b\bar{\tau}_o}{1-a}\right)^{1-a} \quad (١٣,٦٢)$$

ومن الأفضل تقدير τ_B من بيانات الأسطوانة المزدوجة أكثر من b ، وتنتج b من:

$$b = \frac{a\bar{d}}{(1-a)\tau_B + a\bar{\tau}_o} \quad (13, 63)$$

التي يتم الحصول عليها بعد إزالة k من المعادلة رقم (١٣، ٦١) والمعادلة الثالثة من المعادلات رقم (١٣، ١٤)، التي تنتج عندئذ k .

وتلعب تفاصيل دالة التسرب عند أزمنة الفرصة الأقل من أدنى تسرب مشاهد دوراً رئيسياً في توزيع المياه المتسربة عبر طول المجرى، والأكثر دقة سوف يكون تقدير الري. وفي نفس الوقت، يحذر كلمنس (Clemmens *et al.* 2001a) من أن مدى ضيقاً من أزمنة الفرصة في تقدير المعامل يمكن أن يؤدي إلى أخطاء كبيرة في الأداء المتنبأ به لنفس التربة ولكن تحت شروط هيدروليكية مختلفة (مثل الميل، ومعدل التدفق، والطول، ... إلخ)، ويكون السلوك النهائي للمجري المائي معتمداً على دالة التسرب الكاملة للزمن حتى نهاية الانحسار.

ويجب أن يكون من الممكن تجنب التقييم المستقل لـ a ، إذا كان يتم ري شريحتين لنفس نوع التربة، ويتم تحليل تغيرهما مع زمن الفرصة، ومن حيث المبدأ يمكن حل كل من a و k عن طريق نيوتن-رافسون لزوج المعادلات غير الخطية. إن التكيف المفرط للمسألة بمزيد من عمليات الري والمعادلات سوف يسمح بمربعات أقل تلائم على أفضل نحو لكل من k و a . وهذا المنهج متعدد الشرائح لما بعد الري يقوم على المنهج الذي وصفه باور (Bouwer 1957) والذي يؤدي في غياب الشكل الدالي للتسرب إلى جدول من التسرب التراكمي مقابل الزمن الذي ربما يميل إلى التذبذب، مثل نتائج فينكل ونر (Finkel and Nir, 1960) المذكورة لاحقاً.

ويعد التحديد المستقل لقيمة a غير ضروري أيضاً لأنواع التربة التي يمكن أن تتميز من خلال عضويتها في عائلة محددة عملياً (الجزء رقم ١٣، ٣، ٣)، مثل، عائلات SCS (NRCS, 1984) أو عائلات ميريام وكليمنس (Merriam and Clemmens. 1985) المعايرة زمنياً. وكل من المعادلات تتميز بعلاقة ضمنية بين k ، و a ، كما في المعادلة رقم

(١٣, ١٥)، أو رقم (١٣, ١٧). إذن سوف يقوم حل نيوتن-رافسون لكل من k و a باستخدام الاشتقاق الجزئية للمعادلة رقم (١٣, ٥٩) (التي يعاد صياغتها في شكل $G_1 = V_Z - f[k, a] = 0$) بالنسبة إلى k و a ، وتلك التي تظهر من إعادة الصياغة، مثلاً، للمعادلة رقم (١٣, ١٧):

$$G_2 = k - 10^{2-a \left(\frac{0.675-a}{0.2125} \right)} = 0$$

$$(١٣, ٦٤) \quad \frac{\partial G_2}{\partial k} = 1$$

$$\frac{\partial G_2}{\partial a} = -\ln 10 \cdot 10^{2-a \left(\frac{0.675-a}{0.2125} \right)} \frac{2a - 0.675}{0.2125}$$

ويمكن اشتقاق معادلات مماثلة للمعادلة رقم (١٣, ١٥).

(١٣, ٧, ١, ٢) تقدير المعامل الذي يتطلب مجموعة من المنحنيات المائية قريبة التباعد لتمثيل الري السطحي

عند النهاية الأخرى من نطاق البيانات الحقلية المطلوبة، فإن قياس مجموعة كاملة من المنحنيات المائية للعمق على امتداد طول المجرى أثناء الري يؤدي إلى اختلاف زمن الحجم المخزون مؤقتاً على السطح $V_Y(t)$ في المعادلة رقم (١٣, ١٨). وبالتالي فمع معرفة التدفق الداخل والخارج، يمكن كذلك معرفة $V_Z(t)$. وبالإضافة إلى منحنيات التقدم والانحسار، $x_A(t)$ ، $x_R(t)$ (منتج ثانوي للمنحنيات المائية للعمق) فإنه يمكن استخدام هذه البيانات لاستنتاج معاملات تسرب الحقل.

هذا النوع من الطرق يتطلب مجموعات من البيانات أكثر كثافة، ولكنه مكبل بوجود أقل الافتراضات، ولهذا يعد أكثر التقنيات المباشرة اعتماداً على الفيزياء لكل التقنيات التي تعكس الشروط أثناء عملية الري الكاملة. وبناء على قانون حفظ الكتلة على الأغلب، فإن المشكلة الأولية تكمن في استخدام معادلات التسرب (وربما الخشونة) من البيانات المقاسة. وإن التقنيات التي تفترض جميعها أن تكون $V_Y(t)$

معروفة، والتي تعد دالة في الزمن، تختلف في الافتراضات التي توضع على الصيغ الدالية لدوال التقدم والتسرب.

وفي تطوير مبكر قام كل من فينكل ونر (Finkel and Nir 1960)، بدون وضع افتراضات على صيغ دوال التسرب والتقدم، باقتراح مقلوب بياني لتقنية هول Hall's (الجزء رقم ١٣، ٥، ٤). ومبدئياً، فإن دالة تسرب مجدولة في الزمن يمكن إنشاؤها خطوة بخطوة، مع Δz لكل Δt . ولكن ما لم يتم اتخاذ الحذر الشديد بأن تكون الزيادات في الحجم السطحي دقيقة، وأن يكون الإنشاء محدوداً بعدد صغير من Δt ، فإن نتائج Δz تبدأ في التذبذب وعدم الثبات. وهذا ينشأ بشكل واضح من تركيب المعادلة الجبرية المتحركة، مقلوب معادلات هول. وأي خطأ في القياس أو الحساب يجب محوه عن طريق Δz المحسوبة حالياً، والخطوات المتعاقبة في الحساب التي تضخمها. ويعد الحساب التالي، التقدم، ثابتاً مع تقنية هول، والعكس، في حالة التسرب.

وفي إجراء حاسب آلي تفاعلي مباشر (EVALUE)، يقوم ستريكوف وآخرون (Strelkoff et al. 1999) بتركيب منحنيات بيانية لقيمة $V_z(t)$ المقاسة وقيمة $V_z(t)$ النظرية المحسوبة من تقديرات معاملات التسرب في صيغة دالية مختارة. ولم يتم الأخذ في الاعتبار بالمحيط المبلل المتغير، وتم افتراض أن المعاملات الغير معروفة ثابتة عبر الطول الكلي للمجرى. وإن التكامل الرقمي للحجم تحت المقطع المتسرب يتم تحسينه عن طريق عوامل الوزن القائمة على نسبة الأعماق المتسربة المحسوبة عند كل نهاية من جزء المقطع وعلى القانون الأسّي المفترض (مع الأس a) للعمق مقابل مسافة العودة من الحافة المتقدمة. ويتم تعديل قيم المعاملات عن طريق لوحة المفاتيح إلى أن يصبح المستخدم راضياً عن التوافق بين المنحنيين. وبالإضافة إلى دالة الزمن، يتم أيضاً رسم القيم النهائية للحجم المتسرب للحصول على التوافق. ويمكن اختبار الصيغ الدالية المتعددة لحظياً مع المعاملات في هذه الصيغ. وهذا المنهج يهدف إلى اختيار تلك المعاملات التي تقوم على أفضل نحو بتمثيل المدى الزمني للري بأكمله. ومن نتائج الحساب الثانوية تحديد قيم معامل مانتق n عند المحطات، التي تم حسابها من المعادلتين

رقم (١٣،٤)، ورقم (١٣،٦) عن طريق حساب التصرف المحلي من معادلة الاستمرارية ووضع S_f لميل سطح المياه المعطى بالقطاعات الملساء التي تم استنتاجها من المنحنيات المائية المقاسة ويكون المتوسط قيمة تمثيلية لمعامل ماننق n في حالة الري. وقام ماهيشيري وآخرون (Maheshwari *et al.* (1988) بالعمل على الري بالشرجة في التربة الطينية المتشققة (ومن الضروري أن تساوي k و a من المعادلة رقم (١٣،١١) الصفر في كثير من الحالات) بوضع طريقة ماثلة، عن طريق تقليل دالة الهدف، Z^* :

$$Z^* = \sum_{i=1}^N (V_{oi} - V_{ci})^2 \quad (١٣،٦٥)$$

باستخدام تقنية هوك وجيفز (Hooke and Jeeves) في نمط البحث. وتعد V_{oi} حجم متسرب مشاهد، يعتمد على المعادلة رقم (١٣،١٦) مع معدلات تدفق داخل وتدفق خارج مقاسة وتكون V_Y معطاة عن طريق أعماق المياه السطحية المقاسة المتكاملة رقمياً. ويتم حساب V_{ci} من القيم الحالية لمعاملات التسرب ومنحنى التقدم المقاس. وتعد N عدد المرات التي يفصل بينها زيادات متساوية، والتي يتم بها عمل المقارنات في مدة الدراسة، والتي تنتهي طبيعياً، عندما يبدأ الانحسار عند نهاية منبع (أمام) السريان. وفي التطبيق العملي، يتم التوفيق بين التقدم المقاس ودوال الحجم المتسرب في الزمن وبين التعبيرات الرياضية بالارتداد. وقد تم اختبار عدد من الصيغ الدالية المختلفة للتسرب والتقدم. وفي عام ١٩٩٧م تم توسعة الطريقة لتشمل الخطوط (Esfandiar and Maheshwari, 1997). وقد تم البحث عن معاملات كوستيكوف المعدلة للخطوط K ، و a ، و B ، التي تنتج ناتج التسرب مباشرة (انظر الجزء رقم (١٣،٣،٣))، ولهذا لم يكن هناك اعتبار واضح للمحيط المبلل في التسرب. وقام مونسيرات (Monserat, 1994) باستنباط اتزان الحجم بالنسبة لمرحلة التقدم الذي يستخدم القيم النظرية بدلاً من القيم المقاسة لمتوسط أعماق المياه السطحية. وقد قام باختزال دالة موضوعية، بناءً على الاتزان بين التدفق، والسطح،

والأحجام المتسربة أو الشرائح المائلة التي يتم حسابها بالبيانات المقاسة ، ومعامل متنق المفترض n ، k ، و a غير المعروفة. وقد تم أيضاً اشتغال شروط ما بعد الري في الدالة الموضوعية. ويسمح الإجراء المثالي بالحل بالنسبة إلى k ، و a ، المقابلة للتقنية العكسية لكليمنس (Clemmens, 1991)، وكذلك $\tilde{A}_Y$ ، ومن ناحية أخرى تعمل قاعدة بيانات مونسيرات للحلول على تقييد التحليلات بالشروط - التعويضية كما هي - من حالات المحاكاة التي سبق القيام بها.

وتم تصميم تقنيات أخرى لاستخراج معاملات التسرب عن طريق استقلال واحدة أو غيرها من التكامل في المعادلة رقم (١٣، ٢٣). وأشهر هذه التقنيات المعروفة هي معادلة لويس وميلن.

(١٣، ٧، ٢) معادلة لويس وميلن التكاملية

كما هو ملاحظ في الجزء (١٣، ٥، ٢) تم في معادلة لويس وميلن Lewis and Milne (1938) إحلال تكامل الزمن مكان تكامل التصرف في المعادلة رقم (١٣، ٢٣) من خلال تغيير شكلي في المتغير، مما يؤدي إلى المعادلة رقم (١٣، ٢٧). وتقوم أحد التطبيقات الشهيرة بدمج الافتراض المبسط للشكل الدالي لمنحنى التقدم. وسوف يتم وصف هذه التطبيقات في الجزء (١٣، ٧، ٢، ١). وهناك تقنية خالية من الافتراضات العشوائية على دالة التقدم وهي إجراء تقدم المحطة الخطي الذي وصفه كليمنس (Clemmens (1982)، الذي اقترح تقييماً مباشراً لقيمة V_Z النظرية عند مستويات زمنية متتالية t_i بدلالة الزيادات Z في طول المقطع الكلي عند هذا الزمن، أي أن:

$$V_Z(t_i) = \sum_{j=1}^N \Delta V_{Zj}(t_i) \quad (١٣، ٦٦)$$

مع حساب زيادات الحجم عن طريق افتراض معدل ثابت (مختلف) للتقدم عبر كل زيادة Δx_A . ويمكن أخذ معدل التدفق في المعادلة رقم (١٣، ٢٧) خارج التكامل والتعبير عنها كخارج قسمة الاختلافات ، وبهذا يكون:

$$(١٣, ٦٧) \quad \Delta V_{zj}(t_i) = \frac{\Delta x_j}{\Delta t_{Aj} \ t_{Aj-1}} \int_{t_{Aj-1}}^{t_{Aj}} A_z(t_i - t_A) dt_A$$

والتي فيها $\Delta t_{Aj} = t_A(x_j) - t_A(x_{j-1})$. والآن ومع أي صيغة دالية معطاة لـ $z(\tau)$ ، فإن التكامل في المعادلة رقم (١٣, ٦٧) يمكن تقييمه لكل $j = 1, \dots, N$ ويتم تجميع النتائج بالنسبة إلى $V_z(t_i)$ بدلالة معاملات دالة التسرب. فعلى سبيل المثال، مع معادلة كوستيكوف المعدلة في المعادلة رقم (١٣, ١١)، فإن المعادلة (١٣, ٦٧) تظهر كما يلي:

$$(١٣, ٦٨) \quad \Delta V_{zj}(t_i) = \frac{\Delta x_j}{\Delta t_{Aj}} \left[k \left(\frac{\{t_i - t_{Aj-1}\}^{a+1} - \{t_i - t_{Aj}\}^{a+1}}{a+1} \right) + b \left(\frac{\{t_i - t_{Aj-1}\}^2 - \{t_i - t_{Aj}\}^2}{2} \right) \right] + c \Delta x_j$$

كما يمكن اتباعها في الشكل رقم (١٣, ٣). ويكون الحد الأول من المعادلة رقم (١٣, ٦٨) مساوياً للنتيجة التي عرضها كليمنس (1982) Clemmens. ومع الدالة الفرعية (المعادلة رقم ١٤, ١٣)، فإذا كانت $t - t_A < \tau_B$ ، فإن الحدين الأول والثالث من المعادلة رقم (١٣, ٦٨) يكونان مناسبين. وفي حالة $t - t_A > \tau_B$:

$$(١٣, ٦٩) \quad \Delta V_{zj} = b \frac{\Delta x_j}{\Delta t_{Aj}} \left(\frac{\{t - t_{Aj-1}\}^2 - \{t - t_{Aj}\}^2}{2} \right) + c_B \Delta x_j$$

إن صيغة المعادلتين رقم (١٣, ٦٨) ورقم (١٣, ٦٩) تسمحان بالاختلاف الموضعي (المكاني) في معاملات التسرب، ولكن، في المعتاد، سوف يتم استخدام

المعادلتين لتقدير قيم الشريحة بأكملها. ومع وجود المعاملين k ، و a في القانون الأسّي، فإنه يكون من المطلوب على الأقل مستويان زمنيان للحل. وبالنسبة للمعاملات الأربعة المذكورة في معادلة كوستيكوف المعدلة من المعادلة رقم (١٣، ٦٨)، فإنه يترتب على ذلك أن أربع معادلات آتية من نوع المعادلة رقم (١٣، ٦٧)، ستكون مطلوبة كحد أدنى في كل من المستويات الزمنية الأربعة. وعادة يتم استخدام عدد أكبر من المعادلات للسعي لتوافق أفضل.

وعند التبسيط الحسابي، يخمن كليمنس (1982) قيمة a ، مثلاً تساوي ٠,٥، بما يسمح بالحل المباشر، فضلاً عن الحل الفوري لقيمة k عند كل من t حتى t_i ، مع نفس أزمدة الفرصة المتوسطة التي تؤدي إلى نقطة على المنحنى البياني. ويقدم ميل الخط، على ورقة رسم بياني لوغاريتمي، تخميناً أفضل لـ a ، ويتم تكرار العملية إلى أن تتقارب قيم a (مع العلم أن من الطبيعي وجود محاولتين ضروريتين).

ومع إيجاد معاملات التسرب، فإن المعادلتين رقم (١٣، ٦٨)، ورقم (١٣، ٦٩) تقدمان التغييرات في التخزين تحت السطحي في كل جزء عند كل خطوة زمنية، في حين أن المنحنيات المائية للأعماق عند المحطات تنتج تغييرات في التخزين السطحي. ويؤدي اتزان الحجم بين المحطات والخطوات الزمنية إلى التصريف عند كل محطة، في حين أن المقاطع المستتجة من ارتفاعات سطح المياه تنتج ميل سطح المياه. وبالتالي فمن الممكن حساب معامل ما ينتج عند كل محطة توجد عند كل مستوى زمني. ومع إيجاد القيم المتوسطة عند محطة ما عبر الزمن، فإن متوسط المسافة، كما ورد في كليمنس (1982)، يؤدي إلى قيمة ممثلة لقطاع الشريحة.

إذا تم إيجاد نقاط التقدم التي تؤدي إلى المعادلة رقم (١٣، ٦٨) عند زيادات ثابتة من الزمن (إما مقاسة أو مستكملة قياسياً) كما في الشكل رقم (١٣، ٣)، فإن المعادلة رقم (١٣، ٦٨)، مع القانون الأسّي لكوستيكوف، $z = kT^a$ ، تؤدي إلى تقييم رقمي لقيمة T_z من خلال التجميع:

$$(١٣,٧٠) \quad r_{zi} = \frac{V_{zi}}{kt_i^a x_{Ai}} = \sum_{j=1}^N \frac{\Delta x_j}{x_{Ai}} \left(\frac{\{i-j+1\}^{a+1} - \{i-j\}^{a+1}}{i^a(a+1)} \right)$$

والتي فيها r_z نسبة متوسط عمق التسرب إلى عمق منبع السريان وتم استخدام العلاقات $t_{Aj} = j\Delta t$ ، و $t_i = i\Delta t$ ، و $t_{Aj} - t_{Aj-1} = \Delta t$... إلخ في استنتاج المعادلة رقم (١٣,٧٠).

(١٣,٧,٢,١) القانون الأسّي للتقدم المائي

إن تبسيطاً كبيراً في تقييم تكامل لويس وميلن في المعادلة رقم (١٣,٢٧) يتبع افتراض الصيغة الدالية للتقدم والتسرب أيضاً، كما تم مناقشته في الجزء (١٣,٥,٦) في حالة القانون الأسّي للتقدم المائي. وفي الحقيقة هناك طرق لحساب التسرب تقوم باستخدام نفس المفاهيم التي تم استخدامها لحساب التقدم (الأجزاء من (١٣,٥,٢) إلى (١٣,٥,٦)).

طريقة النقطتين (Elliot and Walker, 1982) في اختلاف معروف عن منهج كريستيانسن وآخرين (Christiansen *et al.* (1966) ، يتم قياس زمن التقدم مرتين فقط ، عند منتصف الطريق إلى نهاية الحقل وعند نهاية الحقل. وتفترض الطريقة وجود تقدم يتبع القانون الأسّي ، فضلاً عن أن $\tilde{A}_Y$ تقوم على الدرجة التي وفقها تتبع V_Z القانون الأسّي ، مما يؤدي إلى تقدير مستقل لقيمة $\tilde{A}_Y$ التي تقوم على العمق الطبيعي المفترض بالنسبة لقطاع عرضي ، وميل قاع ، معامل ماننق n ، ومعامل التدفق ما ومعامل شكل ثابت مفترض r_Y ، كما يلي :

$$(١٣,٧١) \quad \tilde{A}_Y = r_Y A_{Y0}$$

وبهذا تكون V_Y في المعادلة رقم (١٣,١٨) معلومة عند كل قيمة من x_A . وتشترك طريقة النقطتين مع الطرق المماثلة في أي أوجه عدم دقة تنشأ من تقدير متوسط مساحة المقطع من المجرى السطحي (Strelkoof *et al.*, 2003b). وهي تشترك أيضاً في

خرق قانون حفظ الكتلة النابع من افتراض القوانين الأساسية لكل من التقدم والتسرب سوياً مع مساحة تدفق مقطعية متوسطة ثابتة أثناء التقدم. لاحظ أن واحداً أو كلا قياسي التقدم اللذين من المحتمل خطؤهما يمكن التخفيف من أثرهما عن طريق رسم خط بياني لأفضل توافق لمنحنى التقدم على ورقة رسم لوغاريتمي وتحديد النقطتين من هذا الخط. ومن السهل أن تتسع طريقة النقطتين لوضع قيم b غير الصفري في المعادلة رقم (١٣, ١١)، بمجرد أن يتم تحديدها بشكل مستقل. لاحظ، مع هذا، أن التوضيح يتعلق بالمعادلة رقم (١٣, ١٣). ونتائج الطريقة، بالنسبة لنقطتين عند الطول الكامل L ، ونصف الطول $L/2$ ، هي ثوابت كوستيكوف k ، و a ، كما يلي:

$$(١٣, ٧٢) \quad h = \frac{\log 2}{\log \left(\frac{t_L}{t_{L/2}} \right)} \quad f = \frac{L}{t_L^h}$$

$$(١٣, ٧٣) \quad a + h = \frac{\log \left(\frac{V_{ZL}}{V_{ZL/2}} \right)}{\log \left(\frac{t_L}{t_{L/2}} \right)} \quad g = \frac{V_{ZL}}{t_L^{a+h}}$$

$$(١٣, ٧٤) \quad k = \frac{g}{f r_z(a, h)}$$

وتنتج المعادلات المتجانسة K إذا كانت مطلوبة للحساب العملي المباشر للحجم المتصرف لكل وحدة طول.

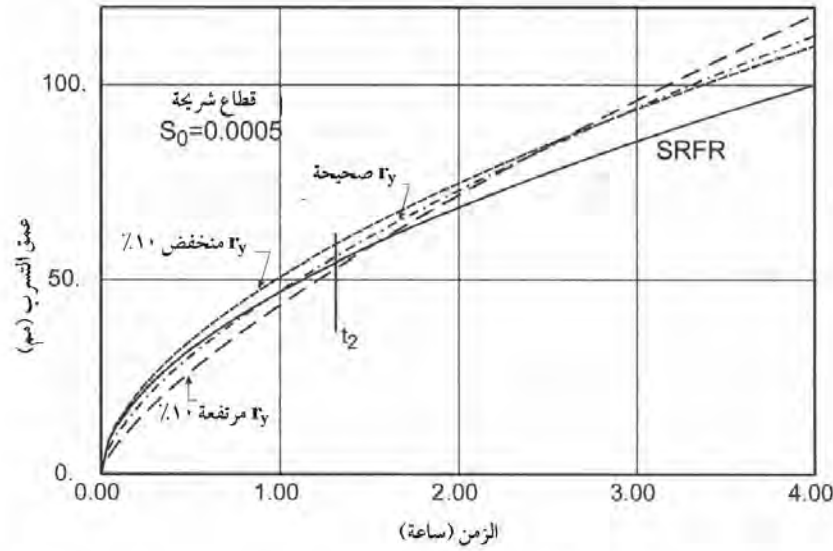
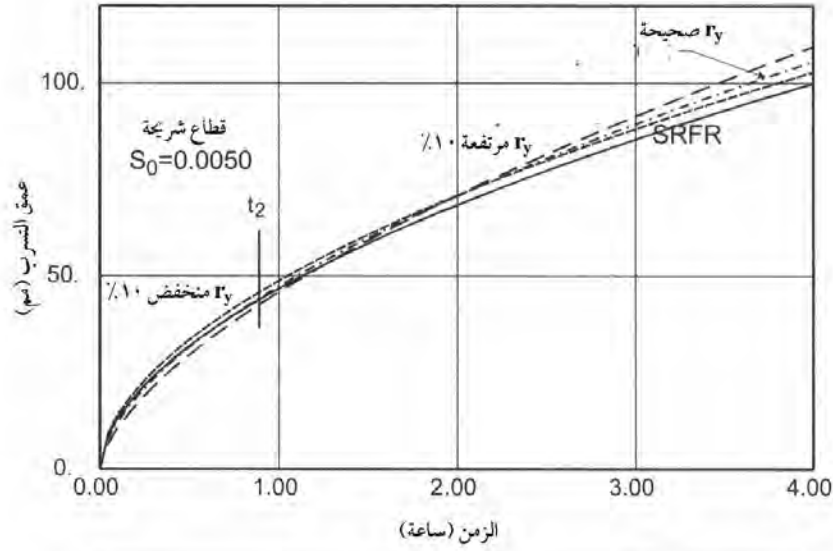
ويوضح الشكل رقم (١٣, ٢٠ أ، ب) تأثير التقدير غير الصحيح للمقطع العرضي من المجرى السطحي في حالة وجود ميلي قاع مختلفين، (أ) $S_0 = 0.0005$ ، و (ب) $S_0 = 0.005$. وقد تم تطبيق طريقة النقطتين على عملية ري محاكي بالشريحة.

ويتم تسمية مدخل دالة التسرب في المحاكاة (تابعة لعائلة معايرة زمنياً تتطلب ٤ ساعات لتسرب ١٠٠ مم) تبعاً لتصنيف SRFR، وعند هذا تنتج المحاكاة كلا من منحنى التقدم ($t_2 = t_L$ الموضحة) و t_V التي تختلف ببطء مع الزمن. وقد تم اختيار قيمة تمثيلية لـ t_V للاستخدام في طريقة النقطتين، ويتم تمييز دالة التسرب الناتجة باسم " t_V الصحيحة". بعد هذا يتم تغيير القيم التمثيلية بما يساوي $\pm 10\%$ مع النتائج الموضحة. وكما يمكن التوقع، فمع الحجم السطحي عند الميل الصغير الذي يساهم بجزء أكبر من التدفق الكلي عن مشاركته عند وجوده على ميل أكبر، فإن الخطأ في t_V يؤدي إلى أخطاء أكبر في التسرب المقدر في حالة الميل الصغير أكثر منه في حالة الميل الكبير. وفي كلتا الحالتين فإن الانحرافات عن التسرب الصحيح تزداد بشكل كبير للأزمنة المستكملة قياسياً بعد t_2 (Strelkoof *et al.*, 2003b).

وفي حالة وجود حقل مستو، فإن العمق الطبيعي ليس له معنى، ولكن تم اقتراح توسعة لهذه الطريقة في هذه الحالة (Zerihun *et al.*, 2004). فبدلاً من افتراض أن A_{Y0} ثابتة في المعادلة رقم (١٣,٧١)، فإنه يتم السماح لها بالزيادة مع x_A بالتوافق مع المعادلة رقم (١٣,٤) والمعادلة رقم (١٣,٦) والتقريب $S_f = y_0 / x_A$. ثم في حالة شكل مقطعي معطى للخط في التربة، تكون A_{Y0} متضمنة في العلاقة:

$$A_{Y0}^2 R_0^{4/3} y_0 = x_A Q_0^2 n^2 \quad (١٣,٧٥)$$

وبمعرفة الجانب الأيمن من المعادلة عند كل من مسافات التقدم (المختارة في Zerihun *et al.*, 2004، على أنها $L/3$ ، و $2L/3$). ثم تنتج $\tilde{A}_Y$ من المعادلة رقم (١٣,٧١). ولتوسعة الطريقة لتشمل قيم B غير الصفيرية فإنها تتطلب قياسات العمق حيث تنخفض ارتفاعات سطح المياه في البرك المتكونة على السطح بعد قطع التدفق. وسوف تُعطى قيمة B عن طريق المعدل المقاس للانخفاض وبافتراض أنه عند هذه النقطة فإن معدل التسرب عبر الزمن لا يختلف باختلاف الموقع في الحوض.



الشكل رقم (١٣، ٢٠). تأثير التنبؤ بالأخطاء على التسرب في معامل الشكل المفترض I_y في حالة مقطع المياه السطحية. طريقة النقطتين: t_2 : زمن التقدم، SRFR: $z(t)$ في المحاكاة. (أ) $S_0 = 0.0005$ ، و(ب) $S_0 = 0.005$.

وقام ألفيرز (2003) Alvarez باستخدام افتراضات طريقة النقطتين للتنبؤ بالتقدم وتسرب كوستيكوف K في حالة تصرف الخطوط غير تلك التي تم عندها إجراء اختبار الحقل، لتعليل وجود محيط مبلل مختلف. ويستند هذا الأسلوب على افتراض آخر، مدعوماً بالملاحظات الحقلية، أنه مع معدلات التدفق المختلفة، فإن الأس في القانون الأسّي بالنسبة للتقدم يختلف بدرجة بسيطة جداً.

طرق النقطة الواحدة: تتطلب طرق النقطة الواحدة قياس زمن التقدم عند نقطة واحدة، وبشكل نموذجي عند نهاية الحقل. ومن المفترض أيضاً في هذه الطريقة، كما هو الحال عادة، أن تكون قناة التدفق منحدرية بدرجة كافية لتحقيق العمق الطبيعي عند نهاية منبع (أمام) السريان بانتهاء التقدم، وأن تكون x_v معلومة. ويسمح هذا بحل معادلة لويس وميلن (1938) Lewis and Milne التكاملية. وفي حين أنه بشكل عام يكون مطلوباً نقطتا تقدم مقاستين لإنتاج القيمتين المستقلتين لمعامل كوستيكوف، فإن الافتراضات الإضافية يمكن أن تنتج معاملات وثيقة الصلة مع نقطة تقدم واحدة فقط. وفي طريقة النقطة الواحدة الأصلية (Shepard *et al.*, 1993)، فإن الافتراض المنطقي لدالة فيليب للتسرب، $z = S\tau^{1/2} + A\tau$ (Philip, 1969)، ودالة التقدم شديدة التقييد، $z = f \cdot t^{1/2}$ ، يؤديان إلى ثابتين، S و A، من قياس زمن الوصول إلى نهاية الخط. وبدلاً من هذا، فإن الافتراضات المتزامنة من هيئة المحافظة على الموارد الطبيعية (1984) NRCS (SCS) عائلات التسرب والتقدم التابع للقانون الأسّي، $x = f \cdot t^h$ ، مع العلم أن h و f ثوابت خاصة بالموقع، تؤدي تقريباً إلى عائلة مترابطة بشكل وثيق، بمجرد أن يُعطى الزمن اللازم للمجرى المائي للوصول إلى نقطة معينة (Valiantzas *et al.*, 2001). وبالإمكان جعل هذا ممكناً عن طريق حقيقة أنه يتم تحديد كل عائلة تقييمية معينة من k وقيمة معينة من a، وبالتالي فإن k تعد دالة في a (المعادلة رقم ١٥، ١٣). وفي طريقة بديلة، لأن بعض أنواع التربة غير المتشقة تتلاءم بشكل أفضل عن طريق العائلات المعيارية زمنياً لميريام وكليمنس (1985) Merriam and Clemmens، وكذلك أدى تطوير مماثل

(انظر Strelkoff *et al.*, 2003b) إلى ثوابت كوستيكوف k و a من نقطة التقدم المفردة. وعند هذه النقطة للاتصال، فإن العلاقة العملية بين k و a (المعادلة رقم ١٧، ١٣) تعتمد على المساحة الفعلية المبللة، وبالتالي ففي الخطوط يجب أن تقوم k على محيط البلبل بدلاً من أن تقوم على المسافة بين الخطوط. وهناك أيضاً مناقشة لآثار الأخطاء في تقدير الحجم السطحي.

(١٣، ٧، ٣) التحويل المباشر لمعادلات التدفق الهيدروديناميكية

تمكن كليمنس (1991) Clemmens من تحويل معادلة التدفق غير المستقر الهيدروديناميكية التي تحكم تدفق الماء إلى مدى معامل الحقل غير المعروف. وفي وجود زيادات مقاسة في الزمن والمسافة معطاة في اللوغاريتم مزدوج المدى لحل المعادلات الخطية للمخطط البياني لنيوتن-رافسون، فإن عمود المعاملات الذي يظهر من تدرجات العمق والتصرف بالنسبة إلى الزمن (انظر الجزء (٩، ٦، ١٣)) يتم استبداله بالتدرجات بالنسبة إلى أحد معاملات الحقل (Clemmens, 1991). ثم ينتج معامل الحقل هذا في الحل عند كل خطوة زمنية.

وتتطلب الطريقة تحديداً مسبقاً لكل معاملات الحقل المتبقية، عادة، ثابت كوستيكوف a ومعامل مانتق n . وعند كل خطوة زمنية، يتم استخدام k الناتجة لحساب زمن الفرصة للعمق المتوسط المحسوب للتسرب. ثم يتم استخدام الشكل البياني الناتج لتوافق دالة كوستيكوف الجديدة، بما يسمح بإعادة الحساب باستخدام قيم a الأكثر حداثة. ويقدم البحث الأصلي وفرة من المقارنات التفصيلية للنتائج من توليفات مختلفة من الافتراضات في الطريقة.

(١٣، ٧، ٤) المعامل الأمثل من خلال تكرار المحاكاة

عندما تكون معاملات الحقل الغير معروفة جزءاً لا يتجزأ في المعادلات ذات الصلة بحيث لا يمكن تحويل الأخيرة لإنتاج هذه المعاملات، فإنه يمكن البحث عنها في برنامج من التقريب المتعاقب. ويتضمن هذا عادة عمليات محاكاة متكررة، مع القيم المتغيرة للمعاملات، في إجراء بحث شكلي يعرف بالوصول إلى أقصى فاعلية، والذي

يهدف إلى تقليل التفاوت بين القيم المقاسة والقيم التي تمت محاكاتها للكميات المختارة، مثل التقدم، وأعماق المياه، والمنحنيات المائية للجريان السطحي، ... إلخ. ويمكن إيجاد اهتمامات ومناهج عامة لضمان الوصول لأقصى فاعلية في بريس وآخرين (2001) Press et al.، حيث يتم شرح المفاهيم في المناقشة التالية مع معلومات خلفية وتفصيلية أكثر. وعلى وجه الخصوص، فقد قاموا أولاً بمناقشة المشكلات التي يتم مواجهتها والتقنيات المتاحة في البحث أحادي البعد عن أدنى قيم. ويمكن بوجه عام إيجاد القيمة الحقيقية الشاملة أو الأقل للدالة الموضوعية العامة $F(x)$ لأحد العوامل المستقلة x ، بالتأكيد داخل مدى مسموح به مسبق التحديد للمتغير المستقل، عن طريق القوة العنيفة، أي، حساب F عبر زيادات صغيرة بدرجة كافية، δx ، بحيث لن يتم فقد الخفاض أقل من كل الباقي. والمشكلة الأساسية في عملية الوصول لأقصى فاعلية أحادية البعد عملياً تكمن في إعداد تقنية سوف تؤدي إلى التقليل الشامل من خلال عدد معقول من الحسابات. وخلال عملية الوصول للفاعلية متعددة الأبعاد، حيث يكون هناك عدد من العوامل المستقلة، التي توصف، مثلاً بالمتجه p ، فإن المشكلة الإضافية التي يمكن مواجهتها تكمن في اختيار الاتجاهات التي فيها تتغير p من التقدير الحالي، وكذلك في مقدار تغيرها، للوصول إلى تقليل شامل، وكل هذا داخل المدى المسموح به من p . وبوجه عام، يعدد لوغاريتم أقصى فاعلية جيدة صعب الوصول له، أي، أنه سوف يقترب بشكل حتمي من التقليل الشامل، مروراً بأدنى قيم محلية، وبغض النظر عن التخمينات الأولية للمعاملات المستقلة أو طبيعة الدالة الموضوعية. وسوف يكون من الاقتصادي القيام بالحساب ولن يتطلب تخزيناً مفرطاً في برامج الحاسب.

في الطرق التدريجية، يستمر البحث في سلسلة من الخطوات أحادية البعد، مع اختيار الاتجاه في كل خطوة استجابة إلى التدرج في F (التي يتم حسابها، على سبيل المثال، عن طريق المحاكاة في p المتجاورة). وفي خطوة من التكرارات من i إلى $i+1$:

$$p^{(i+1)} = p^{(i)} - d = p^i - \alpha^{(i)} R^{(i)} g^{(i)} \quad (١٣،٧٦)$$

والتغير في p يتم في اتجاه المتجه d ، الذي يعطى بالمصفوفة R عن طريق التعدد المسبق للتدرج g ، وبطول معطى بالمقياس $\alpha R = 1$ ، مصفوفة الهوية، التي تناظر طريقة أقصى المحدار، ولكن هذه يمكن أن تكون غير فعالة (Press *et al.*, 2001)، وهناك اختيارات أخرى، تحول اتجاه التصحيح بعيداً عن التدرج، أثبتت أنها أكثر مناسبة في البحث عن القاع للوادي الضيق الطويل الذي يكون له أقل قيم محلية غير منطقية تمثل الدالة الموضوعية (كما يمكن رؤيته عن طريق مكونين حرين من p). هناك اختيار منطقي لـ R في البحث عن أقل قيم السطح F وهو مقلوب H من مصفوفة هيسيان بالنسبة إلى F :

$$H = \left(\frac{\partial^2 F}{\partial p_i \partial p_j} \right)^{-1} \quad (١٣,٧٧)$$

حيث إن هذا يعد توضيحاً للمعدل المحلي الذي يقترب عنده التدرج من الصفر، أي، حيث تكون F عند أدناها. وما هو متوقع أن، ما عدا النقاط التي توجد على حدود الحقل المسموح به للمتغيرات المستقلة، فإن أدنى دالة موضوعية تناظر صفرًا تدرج هناك. ويعد الحساب المباشر لقيمة H مناسباً، جزئياً بسبب الصعوبة في حساب الاشتقاق الثاني وجزئياً بسبب الحاجة إلى التحول لعكس مصفوفة كبيرة بشكل محتمل. وقد تم اقتراح عدد من البدائل العددية، كما هو ملحوظ في الأجزاء اللاحقة. (١٣,٧,٤,١) الأمثلة للتوافق مع التقدم

إن مسألة مقدار المعلومات حول معاملات الحقل التي يمكن استنتاجها من قياسات التقدم وحده (مشاهدة التقدم) تم اختبارها نظرياً، في سياق النموذج الخطي مع القصور الذاتي الصفري، من قبل كاتوبودز (1990) KAtopodes وقد خلص إلى أن المقاومة والتسرب لهما آثار لا يمكن تمييزها على معدل التقدم، ولكن إذا كانت إحداها معطاة، يمكن إيجاد الأخرى. ومع وجود معاملات الحقل التي تتحكم في التقدم، مثلاً، ثوابت كوستيكوف k و a ، وثابت مانتق n ، إذا كان أي اثنين منهما

معروفين ، يمكن استنتاج الثالث بشكل لا لبس فيه إذا كانت بعض الأعماق السطحية المقاسة متاحة للمقارنة. ويمكن أن يكون الوصول لأقصى فاعلية صعباً: ففي حالة وجود دالة موضوعية قائمة على الثابتين a و n المتغيرين ، فإن أدنى قيم محلية متعددة يمكن مشاهدتها في الوادي الضيق جداً ، والتي يكون كل منها أكبر من أدنى قيمة شاملة. ويمكن تقدير كل المعاملات الثلاثة مع قياسات مقطع العمق المنفرد (Yost and Katapodes, 1998).

وهناك أيضاً سلسلة من الطرق ، تكون مشكلة عمل مقلوب التقدم ، تتكون من حالات المحاكاة المتكررة مع النموذج الرياضي الذي يتم التحكم به عن طريق واحد أو أكثر من إجراءات البحث. وقام واكر وبوسمان (Walker and Busman 1990) ، لتقييم زمن التسرب الحقيقي ، أي ، أثناء تقدم عملية الري ، بتقليل دالة موضوعية ، Y ، بناءً على التقدم المحسوب :

$$Y = \sum_{j=1}^m \sqrt{(T_{A_j} - t_{A_j})^2} \quad (١٣,٧٨)$$

والتي فيها T_{A_j} قياسات زمن التقدم إلى مواقع محددة x_j ، في حين أن t_{A_j} أزمنة المحاكاة مع قيم محددة لمعاملات التسرب في التقدير الحالي. ومن المفترض أن يكون معامل الخشونة معروفاً. وعدد نقاط المقارنة ، m ، يزداد بتقدم عملية الري ، مما يوفر بيانات أكثر بكثير حول ما يمكن أن تقوم عليه معاملات التسرب. وعند أي خطوة من الري m ، يتم تقليل الدالة الموضوعية (بتم الوصول إلى أقصى فاعلية لمعاملات التسرب) في تقريبات متعاقبة من خلال طريقة المنحدر المبسطة ، ولكن للدالة الموضوعية نفسها فقط ، عند تقديرات $N+1$ من معاملات التسرب N عند كل خطوة من العملية التكرارية ، أي :

$$Y_i = \sum_{j=1}^m \sqrt{(T_{A_j} - t_{A_{ij}})^2} \quad i = 1, \dots, N+1 \quad (١٣,٧٩)$$

ومع وجود معاملي للتسرب k و a ($N=2$) ، فإن هناك ثلاث قمم للتبسيط ، بوجه عام للشكل المتعدد السطوح مع تبسيطات $N+1$ في فراغ المعامل البعدي N ، الذي يختزل ، في حالة معاملات كوستيكوف ، إلى مثلث. ومع وجود الثلاثة ، عند البحث عن أفضل قيم لكل من k و a و b ، فإن التبسيط يكون شكلاً رباعي الوجوه في الفراغ ثلاثي الأبعاد. وتتميز كل قمة بمجموعة من القيم لمعاملات N المطلوبة. وتتكون طريقة التبسيط من خلال إستراتيجية (Press *et al.*, 2001) لتغيير المواقع من التبسيطات التي تتم بأسلوب مخطط لجلب نقطة أقصى فاعلية إلى داخل الشكل متعدد السطوح صغير جداً.

ووجد أزيفيدو (Azevedo, 1992) أن طريقة بول المعدلة متعددة الأبعاد لحساب الاتجاهات المتعاقبة لمتجه الحل تعمل على تغيير التقارن إلى التقليل أحادي الأبعاد لبرنت عند تغيير كل اتجاه ، سوياً مع أدنى تطويق (كل هذا في Press *et al.*, 2001) أسرع بكثير وأكثر ثقة من طريقة تبسيط المنحدر. وقد وجد أيضاً أن القيم الدنيا الأصغر للدالة الموضوعية سادت عندما تم البحث عن معاملات كوستيكوف-لويس الثلاثة k و a و b ، في حسابات الحقل البحثية لقيمة b ، على سبيل المثال ، كانت غالباً بخطأ كبير. ويمكن ملاحظة أن هذه الحلول لم يثبت تميزها ، عند وجود قيم متغير أقصى مختلف ناتج من قيم البدء المختلفة. وفي نفس الوقت فإن التقدم المحسوب باستخدام مجموعات مختلفة لم يختلف كثيراً.

واستخدم بايتستا وولندر (Bautista and Wallender, 1993) طريقة ماركواردت (Press *et al.*, 2001) ، وهي تقنية قياسية للملاءمة منحنى المربعات الصغرى غير الخطي ، لتقليل الدالة الموضوعية :

$$F(p) = \sum_{j=1}^m \left(\frac{T_{Aj} - t_A(p)_j}{\sigma_j} \right)^2 \quad (١٣,٨٠)$$

والتي فيها m عدد محطات المقارنة، و T_{Aj} التقدم المقاس لمحطة ما x_j ، في حين أن t_{Aj} أزمنة المحاكاة، مع وجود متجه معامل الحقل p الذي له مكونات k و a و b ، و σ معامل وزن، غالباً توضع قيمته بما يساوي الوحدة، لحساب عدم التأكد في القياس. ولقد تم افتراض أن الخشونة تكون معروفة، وفي النهاية، تكون b كذلك (معدل التسرب المقاس في الحالة الثابتة للحقل)، حيث إن لوغاريتم ماركوادرت قد أظهر صعوبة في التحول لأقصى قيم فاعلية للمعاملات الثلاثة. وهناك دالة موضوعية بديلة مبسطة بدلالة سرعة التقدم، أثبتت أنها أكثر نفع في تحديد التسرب المختلف من مكان لآخر، ولكن في النهاية، كانت هذه النتائج غير حاسمة. ووفرت كل هذه الطرق معلومات تسرب أكثر ثقة إذا تم استخدام بيانات التقدم من الري بأكمله، فضلاً عن أي جزء من منحني التقدم، مثلاً، عند محاولة تمييز معاملات التسرب بتقدم الري.

(٢, ٤, ٧, ١٣) الأمثلة للتطابق مع المنحنيات المائية للتدفق الخارج

إن معاملات التسرب المناسبة لكامل مدة عملية الري تنتج جرياناً سطحياً محاكي يتفق مع القيم المقاسة. وطبقاً لهذا قام لي (1978) Ley، بدمج توافق من أحجام الجريان السطحي الكلية في امتداد لتوافق كريستيانسن وآخرين (1966) Christiansen et al. لمنحنيات التقدم.

وطور واكر (2005) Walker إجراءً منظماً لاختيار قيم ملائمة لكل من K ، و a ، و B ، وثابت ماننق n في محاكاة سوف تتوافق مع المنحنيات المائية المقاسة للتدفق الخارج، عند إعطاء قيم التدفق الداخل، والمقاطع العرضية للخطوط، وميل القاع المقاسة. ويختلف الإجراء البحثي عن عملية الوصول الكلاسيكية لأقصى فاعلية لمعاملات عديدة بشكل فوري في أن المعاملات يتم البحث عنها بصورة متتابعة، وإن تكن تبادلية. إن مفهوم التحديد المتتابع للمعاملات يقوم على المشاهدة العامة في مدى واسع من حالات المحاكاة التي تؤثر فيها المعاملات الأربعة التي يتم البحث عنها على النتائج بطرق مختلفة. وعلى وجه التحديد، تظهر قيمة K الأكثر تأثيراً في تحديد زمن

التقدم (الزمن الذي يبدأ عنده حدوث تدفق خارج)، و a العامل الأكثر أهمية في التأثير على شكل المنحنى المائي للتدفق الخارج، و B الأكثر أهمية في تحديد القيم المطلقة لمعدل الجريان السطحي. وقد لوحظ أن معامل الخشونة لماننق n الأكثر تأثيراً في تحديد نهايات زمن الانحسار (زمن انتهاء التدفق الخارج). إن ضرورة التكرار تنبع من عدم دقة هذه المشاهدات والآثار التفاعلية لقيم المتغير.

وفي حالات محاكاة متعددة تكون الطريقة، فإن هندسة الخط المقاسة والمنحنى المائي للتدفق الداخل تزداد بتقريبات متعاقبة للمعاملات الأربعة. وبدء التخمينات للمعامل B يتبع المعادلة رقم (١٣،١٣)، وطريقة النقطتين (المعادلات رقم (١٣،٧٢) ورقم (١٣،٧٤)) للمعاملين K ، و a ، والقيم التي وردت في النشرات البحثية حول n . وبالترتيب على العمليات المتداخلة للوصول لأقصى فاعلية، فإن K يتم تعديلها في التداخل الأعمق لعمليات المحاكاة لجعل أزمنة التقدم المحسوبة والمقاسة متساوية. والأسلوب القاطع يوفر التقريبات المتتابعة حيث تناسب التغيرات في t_L تقريباً مع التغيرات في K . وفي التداخل التالي الخارجي، فإن بحث فيبوناتشي Fibonacci (Kahaner et al., 1989) عن B يعمل على تقليل rms_{RO} ، متوسط الجذر التربيعي للاختلافات بين معدلات الجريان السطحي المحسوب والمقاس:

$$rms_{RO} = \sqrt{\frac{1}{m} \sum_{j=1}^m (Q_{RO_{im}} - Q_{RO_{in}} |_{\hat{K}, \hat{a}, \hat{B}, \hat{n}})^2} \quad (١٣،٨١)$$

حيث m عدد النقاط في المنحنى المائي، والرمز السفلي M يشير إلى القيم المقاسة، و S تشير إلى قيم المحاكاة، والطاقة الموضوعية فوق المتغير، مثل $\hat{K}$ تشير إلى القيمة الحالية التي تتوافق مع البحث. وعند كل قيمة من B توجد في العملية، فإن التداخل الداخل للأبحاث يعمل على تعديل K لتتوافق مع زمن التقدم. والحلقة التالية من البحث تكون عن قيمة a ، التي تعمل أيضاً على تقليل متوسط الجذر التربيعي لقيم الجريان السطحي المحسوبة والمقاسة. وعند كل قيمة من a ، يتم إعادة حساب

$\hat{B}$ ، و $\hat{K}$. والتداخل الخارجي الأخير يقوم بتحديد $\hat{n}$ لتوافق مع أزمة الانحسار المحسوبة والمقاسة. وهناك ميزة رئيسية للطريقة ، وهي أن كل البيانات التي يتم جمعها أثناء عملية الري تكون محدودة بمدخل ومخرج الخط ، بدون الحاجة إلى الدخول إلى الحقل المبلل.

(٣، ٤، ٧، ١٣) تطابق الأعماق المقاسة

عرض كاتوبوديز وآخرون (1990) *Katopodes et al.* تقنية تقدير الأعماق التي تقوم على بضعة قياسات مقاسة عند مواقع مختلفة أو أزمة مختلفة أثناء التقدم (ليست كافية لتحديد حجم المجرى المائي ، ولكن فقط للمقارنة مع الأعماق المحسوبة). وتم تطبيق إجراءات تدريج عديدة مماثلة من قبل بلاين وجاركيافارو (1997) *Playán and Garcia-Navarro* في بحث عن زوج المعاملات $n - k$ وأيضاً الزوج $a - k$ ، مع إبقاء المكون الثالث من متجه المعامل ثابتاً.

وهناك منهج مختلف تماماً لتقدير تسرب وخشونة الشريحة بأكملها لمرحلة التقدم قام بتطويره فاليانتزا (1994) *Valiantzas* مستخدماً اتحاداً من قياسات عمليات المحاكاة النظرية (القصور الذاتي الصفري) (الجزء (١٣، ٦، ٧) وما يليه). وتكون المعاملات الحقلية التي يتم البحث عنها هي ثوابت كوستيكوف k و a ، ومعامل مانتق n (في الحقيقة ، ما يناظرها ، العمق العادي ، في حالة التدفق وميل القاع المعطى). وكل من مسار التقدم $x_A(t_i) = 1, \dots, N$ ، والمنحنى المائي للعمق $y_R(t_j)$ ، $j = 1, \dots, M$ ، يتم قياسهما في نقطة مرجع x_R عند أو قريباً من مدخل الشريحة.

المراجع

- Abramowitz, M., and I. A. Stegun, eds. 1964. Handbook of Mathematical Functions. Appl. Math. Series 55, June. Gaithersburg, Md.: Nat. Bur. Standards.
- Akanbi, A. A., and N. D. Katopodes. 1988. Model for flood propagation on initially dry land. J. Hydr. Eng. 114(7): 689-706.
- Alazba, A. A. 1999. Explicit volume balance model solution. J. Irrig. Drain. Eng. 125(5): 273-279.

- Alazba, A. A., and D. D. Fangmeier. 1995. Hydrograph shape and border irrigation efficiency. *J. Irrig. Drain. Eng.* 121(6): 452-457.
- Alazba, A. A., and T. S. Strelkoff. 1994. Correct form of Hall technique for border irrigation advance. *J. Irrig. Drain. Eng.* 120(2): 292-307.
- Alvarez, I. A. R. 2003. Estimation of advance and infiltration equations in furrow irrigation for untested discharges. *Agric. Water Mgmt.* 60(3): 227-239.
- Azevedo, C. A. v. 1992. Real-time simulation of the inverse furrow advance problem. Ph.D. diss. Logan, Utah: Utah State Univ.
- Bautista, E., and W. W. Wallender. 1993. Identification of furrow intake parameters from advance times and rates. *J. Irrig. Drain. Eng.* 119(2): 295-311.
- Bellos, C. V., J. V. Soulis, and J. G. Sakkas. 1991. Computation of two-dimensional dam-break induced flows. *Adv. in Water Resour.* 14(1): 31-41.
- Bjomeberg, D. L., T. J. Trout, R. E. Sojka, and K. K. Aase. 1999. Evaluating WEPP predicted infiltration runoff and soil erosion for furrow irrigation. *Trans. ASAE* 42(6): 1733-1741.
- Blair, A. W., and E. T. Smerdon. 1985. Effect of wetted perimeter on infiltration in furrows. In *Proc. Spec. Conf. Irrig. and Drain. Div.*, 162-169. Reston, Va.: American Soc. Civil Engineers.
- Blair, A. W., E. T. Smerdon, and J. Rutledge. 1984. An infiltration model for surge flow irrigation. In *Proc. Spec. Conf. Irrig. and Drain. Div.*, 691-700. Reston, Va.: American Soc. Civil Engineers.
- Boas, M. L. 1966. *Mathematical Methods in the Physical Sciences*. New York, N.Y.: John Wiley and Sons.
- Bondurant, J. 1971. *Proc. of the Annual Report to Regional Research Committee W-65 on the Hydraulics of Surface Irrigation*. Washington, D.C.: USDA-ARS.
- Bouwer, H. 1957. Infiltration patterns for surface irrigation. *Agric. Eng.* 38(9): 662-664, 676.
- Bradford, S., and N. D. Katopodes. 1998. Nonhydrostatic model for surface irrigation. *J. Irrig. Drain. Eng.* 124(4): 200-212.
- Burt, C. M., A. J. Clemmens, T. S. Strelkoff, K. H. Solomon, R. D. Bliesner, L. A. Hardy, T. A. Howell, and D. E. Eisenhauer. 1997. Irrigation performance measures: Efficiency and uniformity. *J. Irrig. Drain. Eng.* 123(6): 423-442.
- Carslaw, H. S., and J. C. Jaeger. 1959. *Conduction of Heat in Solids*. New York, N. Y.: John Wiley & Sons.
- Christiansen, I. E., A. A. Bishop, F. W. Kiefer, Jr., and Y. S. Fok. 1966. Evaluation of intake rate constants as related to advance of water in surface irrigation. *Trans. ASAE* 9(5): 671-674.
- Clemmens, A. J. 1981. Evaluation of infiltration measurements for border irrigation. *Agric. Water Mgmt.* 3: 251-267.

- Clemmens, A. J. 1982. Evaluating infiltration for border irrigation models. *Agric. Water Mgmt.* 5: 159-170.
- Clemmens, A. J. 1991. Direct solution to surface irrigation advance inverse problem. *J Irrig. Drain. Eng.* 117(4): 578-594.
- Clemmens, A. J. 1998. Level basin design based on cutoff criteria. *Irrig. Drain. Systems* 12: 85-113.
- Clemmens, A. J. and Dedrick, A.R. 1982. Limits for practical level basin design. *J Irrig. Drain. Div., ASCE* 108(IR2): 127-141.
- Clemmens, A. J., and A. R. Dedrick. 1984. Multi-purpose head detection and monitoring unit. *Trans. ASAE* 27(6): 1825-1828.
- Clemmens, A. J., A. R. Dedrick, and R. J. Strand. 1995a. BASIN: A Computer Program for the Design of Level-Basin Irrigation Systems. Version 2.0. WeL Report #19. Phoenix, Ariz.: USDA-ARS, U.S. Water Conservation Laboratory.
- Clemmens, A. J., D. E. Eisenhauer, and B.L. Maheshwari. 2001a. Infiltration and roughness equations for surface irrigation: How form influences estimation. ASAE Paper No. 01-2255. S1, Joseph, Mich.: ASAE.
- Clemmens, A. J., and K. H. Solomon. 1995. Procedures for combining distribution uniformity components. In *Proc., First Int'l. Conf. Sponsored by the Water Resources Eng. Div., 1531-1535.* Reston, Va.: American Soc. Civil Engineers.
- Clemmens, A. J., T. S. Strelkoff, and C. M. Burt. 1995b. Defining efficiency and uniformity: Problems and perspectives. In *Proc. First Int'l. Conf. Water Resources Eng. Div., 1521-1525.* Reston, Va.: American Soc. Civil Engineers.
- Clemmens, A. J., T. S. Strelkoff, and E. Playan. 2003. Field verification of two-dimensional surface irrigation model. *J. Irrig. Drain. Eng.* 129(6): 402-411.
- Clemmens, A. J., T. L. Wahl, M. G. Bos, and J. A. Replogle. 2001b. *Water Measurement in Flumes and Weirs. Publication #58.* Wageningen, The Netherlands: Int'l. Inst. for Land Reclamation and Improvement (ILRI).
- Collis-George, N. 1974. A laboratory study of infiltration advance. *Soil Sci.* 117(5): 282-287.
- Cunge, J. A., F. M. Holly, and A. Verwey. 1980. *Practical Aspects of Computational River Hydraulics.* Boston, Mass.: Pitman Advanced Publishing Program.
- Dedrick, A. R. 1991. Surface-drained level basins for rice production. In *Proc. Spec. Conf. Irrig. and Drain. Div.* Reston, Va.: American Soc. Civil Engineers.
- Dudley, S. J., S. R. Abt, C. D. Bonham, and C. Fischenich. 1996. Efficiency of estimating vegetative density using point frame. In *Proc. North Am. Water and Environ. Congr.* Reston, Va.: American Soc. Civil Engineers.

- Dunn, C., F. Lopez, and M. Garcia. 1996. Vegetation-induced drag: An experimental study. In Proc. North Am. Water and Environ. Congr. Reston, Va.: American Soc. Civil Engineers.
- Elliot, R. L., and W. R. Walker. 1982. Field evaluation of furrow infiltration and advance functions. Trans. ASAE 25: 396-400.
- Enciso-Medina, J., D. Martin, and D. Eisenhauer. 1998. Infiltration model for furrow irrigation. J Irrig. Drain. Eng. 124(2): 73-80.
- Esfandiari, M., and B. L. Maheshwari. 1997. Application of the optimization method for estimating infiltration characteristics in furrow irrigation and its comparison with other methods. Agric. Water Mgmt. 34: 169-185.
- Fangmeier, D. D., A. J. Clemmens, M. El-Ansary, T. S. Strelkoff, and H. E. Osman. 1999. Influence of land leveling precision on level-basin advance and performance. Trans. ASAE 42(4): 1019-1025.
- Finkel, H. J., and D. Nir. 1960. Determining infiltration rates in irrigation borders. J Geophys. Res. 65: 2125-2131.
- Garabedian, P. 1964. Partial Differential Equations. New York, N.Y.: John Wiley & Sons.
- Green, W. H., and G. Ampt. 1911. Studies of soil physics. Part I: The flow of air and water through soils, J. Agric. Sci. 4: 1-24.
- Hall, W. A. 1956. Estimating irrigation border flow. Agric. Eng. 37: 263-265.
- Hart, W. E., D. L. Bassett, and T. S. Strelkoff. 1968. Surface irrigation hydraulics Kinematics. J Irrig. Drain. Div., ASCE 94(IR4): 419-440.
- Hartley, D. M. 1992. Interpretation of Kostiaikov infiltration parameters for borders. J Irrig. Drain. Eng. 118(1): 156-165.
- Heermann, D. F., and N. A. Evans. 1969. Estimate of resistance from roughness measurements. Unpublished contribution from the Northern Plains Branch, Soil and Water Conservation Res. Div., ARS, USDA and the Colo. Agric. Expt. Stn., Fort Collins, Colo. to W. Reg. Res. Proj. W-65, USDA-CSRS.
- Hromadka II, T. V., and J. J. DeVries. 1988. Kinematic wave routing and computational error. J Hydr. Eng. 114(2): 207-217.
- Hutson, S. S., N. L. Barber, J. F. Kenny, K. S. Linsey, D. S. Lumia, and M. A. Maupin. 2004. Estimated Use of Water in the United States in 2000. USGS Circular 1268. Available at: water.usgs.gov/pubs/circ/2004/circ1268/.
- ISED. 1989. SIRMED, Surface Irrigation Simulation Software. User's Guide. Logan, Utah: Irrig. Software Eng. Div., Dept. Agric. and Irrig. Eng., Utah State Univ.
- Israelsen, O. W. 1932 Irrigation Principles and Practices. New York, N.Y.: John Wiley & Sons.
- Izuno, F. T., and T. H. Podmore. 1985. Kinematic wave model for surge irrigation research in furrows. Trans. ASAE 28(4): 1145-1150.

- Kahaner, D., C. Moler, and S. Nash. 1989. Numerical Methods and Software. Englewood Cliffs, N.J.: Prentice Hall.
- Katopodes, N. D. 1990. Observability of surface irrigation advance. *J. Irrig. Drain. Eng.* 116(5): 656-675.
- Katopodes, N. D., and T. S. Strelkoff 1977a. Hydrodynamics of border irrigation: Complete model. *J. Irrig. Drain. Div., ASCE* 103(IR3): 309-324.
- Katopodes, N. D., and T. S. Strelkoff. 1977b. Dimensionless solutions of border irrigation advance. *J. Irrig. Drain. Div., ASCE* 103 (IR4): 401-417.
- Katopodes, N. D., J. H. Tang, and A. J. Clemmens. 1990. Estimation of surface irrigation parameters. *J. Irrig. Drain. Eng.* 116(5): 676-695.
- Kemper W D., W H. Heinemann, D. C. Kincaid, and R. V Worstell. 1981. Cablegation: I. Cable controlled plugs in perforated supply pipes for automatic furrow irrigation. *Trans. ASAE* 24(6): 1526-1532.
- Kincaid, D. S., and J. L. Stevens. 1992. CABLE. A Design Program for the Cablegation Automatic Surface Irrigation System. Kimberly, Idaho: USDA-ARS.
- Kostiakov, A. N. 1932. On the dynamics of the coefficient of water percolation in soils and on the necessity for studying it from a dynamic point of view for purposes of amelioration. In *Trans., 6th Comm., Int'l. Soc. of Soil Sci. (In Russian) Part A*: 17-21. Moscow: ISSS, Russian Federation.
- Kouwen, N., R-M. Li, and D. S. Simons. 1981. Flow resistance in vegetated waterways, *Trans. ASAE* 24(3): 684-690, 698.
- Kruse, E. G., C. W. Huntley, and A. R. Robinson. 1965. Flow resistance in simulated irrigation borders and furrows. *Conserv. Res. Report* 3: 1-56. Washington, D.C.: USDA-ARS.
- Lenau, C. W. 1969. Discussion of Hart et al. (1968), Surface irrigation hydraulics: Kinematics. *J. Irrig. Drain. Dtv., ASCE* 95(IR4): 624-627.
- Lewis, M. R. 1937. The rate of infiltration of water in irrigation practice. *Trans. AGU* 18: 361-368.
- Lewis, M. R., and W. E. Milne. 1938. Analysis of border irrigation. *Agric. Eng.* 19: 267-272.
- Ley, T. W. 1978. Sensitivity of furrow irrigation performance to field and operation variables. M.Sc. thesis. Fort Collins, Colo.: Dept. of Ag. and Chern Eng., Colorado State Univ.
- Lighthill, M. J., and G. B. Whitham. 1955. On kinematic waves. I: Flood movements in long rivers. *Proc. Royal Soc. of London, Series A* 229: 281-316.
- Maheshwari, B. L. 1992. Suitability of different flow equations and hydraulic resistance parameters for flows in surface irrigation: A review. *Water Resour. Res.* 28(8): 2059-2066.
- Maheshwari, B. L., A. K. Turner, T. A. McMahon, and B. J. Campbell. 1988. An optimization technique for estimating infiltration characteristics in border irrigation. *Agric. Water Mgmt.* 13(1): 13-24.

- Merriam, J. L. 1971. Adjusting cylinder infiltrometer data for field use. ASAE paper No. 71-13. St. Joseph, Mich.: ASAE.
- Merriam, J. L., and A. J. Clemmens. 1985. Time rated infiltrated depth families. In Development and Management Aspects of Irrigation and Drainage, Spec. Conf. Proc., Irrig. and Drain. Div., 67-74. Reston, Va.: American Soc. Civil Engineers.
- Monserat, J. 1994 Solucion al Problema inverso del riego por tablares mediante un modelo hidrológico mixto, Tesis Doctoral. Universidad de Leida, Escuela Técnica Superior de Ingeniería Agraria.
- Monserat, J., and J. Barragan. 1998. Estimation of the surface volume in hydrological models for border irrigation. *J Irrig. Drain. Eng.* 124(6): 238-247.
- NRCS. 1984. Section 15: Irrigation, Chapter 5: Furrow Irrigation. In National Engineering Handbook. Washington, D.C.: USDA NRCS.
- Palomo, M. J., N. A. Oyonarte, L. Mateos, and J. Roldan. 1996. Infiltración en riego por surcos mediante pulsaciones intermitentes. In Proc. XIV Congreso Nacional de Riegos, 235-243. Aguadulce (Almería). (in Spanish).
- Perea, H. 2005. Development, verification, and evaluation of a solute transport model in surface irrigation. Ph.D. diss. Tucson, Ariz.: Univ. Arizona.
- Perea, H., T. S. Strelkoff, J. Simunek, E. Bautista, and A. J. Clemmens. 2003. Unsteady furrow infiltration in the light of the Richards equation. In Proc. 2nd Int 'l Conf. on Irrig. and Drain., 625-636. U.S. Com. on Irrig. and Drain.
- Petryk, S., and G. Bosmajian. 1975. Analysis of flow through vegetation. *J. Hydr. Eng.* 101(7): 871-884.
- Philip, J. R. 1969. Theory of infiltration. In Advances in Hydrosience. Yen Te Chow, ed. 5: 215-295. New York, N.Y.: Academic Press.
- Philip, J. R., and D. A. Farrell. 1964. General solution of the infiltration advance problem in irrigation hydraulics. *J Geophys. Res.* 69: 621-631.
- Playan, E., J. M. Faci, and A. Serreta. 1996. Modeling microtopography in basin irrigation. *J Irrig. Drain. Eng.* 122(6): 339-347.
- Playan, E., and P. Garcia-Navarro. 1997. Radial flow modeling for estimating level-basin irrigation parameters. *J Irrig. Drain. Eng.* 123(4): 229-237.
- Playan, E., W. R. Walker, and G. P. Merkley. 1994. Two-dimensional simulation of basin irrigation. I: Theory. *J Irrig. Drain. Eng.* 120: 837-856.
- Press, W. H., S. A. Teukolsky, W. T. Vetterling, and B. P. Flannery. 2001. Numerical Recipes in FORTRAN 77: The Art of Scientific Computing. 2nd ed. Cambridge, England: Cambridge Univ. Press.
- Purkey, D. R., and W. W. Wallender. 1989. Surge infiltration variability. *Trans. ASAE* 32(3): 894-900.

- Ree, W.O., and V J. Palmer. 1949. Flow of Water in Channels Protected by Vegetated Linings, 1-115. Bulletin No. 967 Washington, D. C.: U.S. Soil Conserv.
- Roth, R. L., D. W. Fonken, D. D. Fangmeier, and K. T. Atchison. 1974. Data for border irrigation models. Trans. ASAE 17(1): 157-161.
- Saint Venant, B. D. 1871. Theorie du mouvement non-permanente des eaux avec application aux crues des rivières et a l'introduction des mares dans leur lit. Compte Rendus, Acad. Sci. 73: 148-154, 237-240.
- Sakkas, J. G., and T. S. Strelkoff. 1974. Hydrodynamics of surface irrigation: Advance phase. J Irrig. Drain. Div., ASCE 100(IR1): 31-48.
- Sakkas, J. G., C. V. Bellos, and M. N. Klonaraki. 1994. Numerical computation of surface irrigation. Irrig. Sci. 15: 83-99.
- Salt River Project. 1960. Major Facts in Brief. Phoenix, Ariz.: Salt River Project.
- Sayre, W W., and M. L. Albertson. 1961. Roughness spacing in rigid open channels. J. Hydr. Div. 87(3): 121-149.
- Schmitz, G. H., and G. J. Seus. 1987. Analytical solution of simplified surge flow. J Irrig. Drain. Eng. 113(4): 603-610.
- Schmitz, G. H. 1993a. Transient infiltration from cavities. I: Theory. J. Irrig. Drain. Eng. 119(3): 443-457.
- Schmitz, G. H. 1993b. Transient infiltration from cavities. II: Analysis and application. J. Irrig. Drain. Eng. 119(3): 458-470.
- Schmitz, G. H., and G. J. Seus. 1990. Mathematical zero-inertia modeling of surface irrigation: Advance in borders. J. Irrig. Drain. Eng. 116(5): 603-615.
- Schmitz, G. H., and G. I. Seus. 1992. Mathematical zero-inertia modeling of surface irrigation: Advance in furrows. J. Irrig. Drain. Eng. 118(1): 1-18.
- Shatanawi, M.R. and Strelkoff, T.S. 1984. Management contours for border irrigation, J. Irrig. Drain. Eng. 110(4): 393-399.
- Shayya, W H., V F Bralts, and L. J. Segerlind. 1991. Zero-inertia surface irrigation design: A finite element approach. ASAE Paper No. 91-2099. S1, Joseph, Mich.: ASAE.
- Shepard, J. S., W. W. Wallender, and J. W. Hopmans. 1993. One-point method for estimating furrow infiltration. Trans. ASAE 36(2): 395-404.
- Sherman, B., and V. J. Singh. 1982. A kinematic model for surface irrigation: An extension. Water Resour. Res. 18(3): 659-667.
- Shockley, H. J., G. Woodard, and J. T. Phelan. 1964. A quasi-rational method of border irrigation design. Trans. ASAE 7(4): 420-423, 426.
- Simunek, J., M. Sejna, and M. T. van Genuchten. 1999. The HYDRUS-2D software package for simulating two-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media. Version 2.0, IGWMC-TPS-53. Golden, Colo.: Int'l. Grd. Water Modeling Ctr., Colorado School of Mines.

- Singh, V J., and R. S. Ram. 1983. A kinematic model for surface irrigation: Verification by experimental data. *Water Resour. Res.* 19(6): 1599-1612.
- Singh, V P., and F. X. Yu. 1989a. An analytical closed border irrigation model I: Theory. *Agric. Water Mgmt.* 15: 223-241.
- Singh, V. P., and F X. Yu. 1989b. An analytical closed border irrigation model II: Experimental verification. *Agric. Water Mgmt.* 15: 243-252.
- Skonard, C. 2002. A field-scale furrow irrigation model. Ph.D. diss. Lincoln, Nebr.: Univ. of Nebraska.
- Smith, R. E. 1972. Border irrigation advance and ephemeral flood waves. *J. Irrig. Drain. Div., ASCE* 98(IR2): 289-307.
- Strelkoff, T. 1969. One-dimensional equations of open channel flow. *J. Hydr. Eng.* 95(HY3): 861-876.
- Strelkoff, T. 1977. Algebraic computation of flow in border irrigation. *J. Irrig. Drain. Div., ASCE* 103(IR3): 357-377.
- Strelkoff, T. 1985. BRDRFLW' A Mathematical Model of Border Irrigation, 1-100. Publ. ARS-29. Washington, D.C.: USDA-ARS.
- Strelkoff, T. 1990. SRFR: A computer program for simulating flow in surface irrigation: Furrows-Basins-Borders. WCL Report #17 Phoenix, Ariz.: U.S. Water Conserv. Lab.
- Strelkoff, T. 1992. EQSWP: Extended unsteady flow double-sweep equation solver. *J. Hydr. Eng.* 118: 735-742.
- Strelkoff, T. S., E. Bautista, and A. J. Clemmens. 2003b. Errors inherent in simplified infiltration parameter estimation. In *Proc. 2nd Int'l Conf. on Irrig. and Drain.*, 735-745. Phoenix, Ariz: U.S. Com. on Irrig. and Drain.
- Strelkoff, T. S., and D. L. Bjomeberg. 2001. Hydraulic modeling of irrigation-induced furrow erosion. *Selected papers from the 10th Int'l Soil Conserv. Organiz. Conf. , ISCO '99.* CD-ROM: 699-705.
- Strelkoff, T. S., and A. J. Clemmens. 1994. Dimensional analysis in surface irrigation. *Irrig. Sci.* 15: 57-82.
- Strelkoff, T S., and A. J. Clemmens. 1996a. Managing border irrigation for near-zero discharge. In *Proc., North Am. Water and Environ. Congr. '96*, CD-ROM. Reston, Va.: American Soc. Civil Engineers.
- Strelkoff, T. S., and A. J. Clemmens. 1996b. Overviews of border irrigation performance for optimization. *ASAE Paper No. 962140.* St. Joseph, Mich.: ASAE.
- Strelkoff, T. S., and A. J. Clemmens. 2001. Data-driven organization of field methods for estimation of soil and crop hydraulic properties. *ASAE Paper No. 01-2256.* St. Joseph, Mich.: ASAE.
- Strelkoff, T. S., A. J. Clemmens, M. El-Ansary, and M. Awad, M. 1999. Surface-irrigation evaluation models: Application to level basins in Egypt. *Trans. ASAE* 42(4): 1027-1036.

- Strelkoff, T.S., Clemmens, A. J., and H. Perea-Estrada. 2006. Calculation of non-reactive chemical distribution in surface fertigation. *Agric. Water Mgmt.*, 86:93-101.
- Strelkoff, T. S., A. J. Clemmens, and B. V Schmidt. 1998. SRFR, Version 3.31: A Model for Simulating Surface Irrigation in Borders, Basins and Furrows. Phoenix, Ariz.: USWCL, USDA-ARS.
- Strelkoff, T. S., A. J. Clemmens, B. V Schmidt, and E. J. Slosky. 1996. Border: A design and management aid for sloping border irrigation systems. In *Model and Computer Program Software Documentation*. WCL Report #21.
- Strelkoff, T. S., and H. T Falvey. 1993. Numerical methods used to model unsteady canal flow. *J. Irrig Drain. Eng.* 119(4): 637-655.
- Strelkoff, T. S., and N. D. Katopodes. 1977a. End depth under zero-inertia conditions. *J Hydr. Eng.* 103(HY7): 699-711.
- Strelkoff, T. S., and N. D. Katopodes. 1977b. Border-irrigation hydraulics with zero inertia. *J.Irrig. Drain. Div., ASCE* 103(IR3): 325-343.
- Strelkoff, T.S. and Shatanawi, M.R. 1984. Normalized graphs of border-irrigation performance, *J. Irrig. Drain. Eng.* 110(4): 359-374.
- Strelkoff, T. S., A. H. Tamimi, and A. J. Clemmens. 2003a. Two-dimensional basin flow with irregular bottom configuration. *J. Irrig. Drain. Eng.* 129(6): 391-401.
- Tabuada, M. A., Z. J. C. Rego, G. Vachaud, and L. S. Pereira. 1995. Modelling of furrow irrigation. Advance with two-dimensional infiltration. *Agric. Water Mgmt.* 28: 201-221.
- Tinney, E. R., and D. L. Bassett. 1961. Terminal shape of a shallow liquid front. *J. Hydr. Div.* 87(HY5): 117-133.
- Trout, T. J. 1992. Flow velocity and wetted perimeter effects on furrow infiltration. *Trans. ASAE* 35(3): 855-862.
- Trout, T. J., and G. S. Johnson. 1989. Earthworms and furrow irrigation infiltration. *Trans. ASAE* 32(5): 1594-1598.
- Trout, T. J., R. E. Sojka, and R. D. Lentz. 1995. Polyacrylamide effect on furrow erosion and infiltration. *Trans. ASAE* 38: 761-765.
- USDA. 1974. Chapt. 4, Section 15: Border Irrigation. In *National Engineering Handbook*. Washington, D.C.: USDA, Soil Conservation Service.
- USDA. 1985. Chapt. 5, Section 15: Furrow Irrigation. In *National Engineering Handbook*. Washington, D.C.: USDA, Soil Conservation Service.
- USDA. 1999. SRFR, Version 4.06. Maricopa, Ariz.: U.S. ALARC, USDA-ARS. USDA-ARS. 2006. WinSRFR: Surface Irrigation Analysis, Design, and Simulation. V. 1.1. U.S. Arid Land Agricultural Research Center. Maricopa, AZ 85239. Available at: <http://www.ars.usda.gov/services/software/download.htm?softwareid=146>.
- Valiantzas, J. D. 1994. Simple method for identification of border infiltration and roughness characteristics, *J Irrig. Drain. Eng.* 120(2): 233-249.

- Valiantzas, J. D. 1997. Surface irrigation advance equation: Variation of subsurface shape factor, *J. Irrig. Drain. Eng.* 123(4): 300-306.
- Valiantzas J. D., S. Aggelides, and A. Sassalou. 2001. Furrow infiltration estimation from time to a single advance point. *Agric. Water Mgmt.* 52: 17-32.
- Walker, W R. 2003. SIRMOD III: Surface Irrigation Simulation, Evaluation, and Design. Guide and technical documentation. Logan, Utah: Dept. of Bio and Irrig. Eng., Utah State Univ.
- Walker, W. R. 2005. Multilevel calibration of furrow infiltration and roughness, *J Irrig. Drain. Eng.*, 131(2): 129-136.
- Walker, W. R. and Busman, ID. 1990. Real-time estimation of furrow infiltration, *J Irrig. Drain. Eng.*, 116(3): 299-318.
- Walker, W. R., and A. S. Humpherys. 1983. Kinematic-wave furrow irrigation model. *J. Irrig. Drain. Eng.* 109(4): 377-392.
- Walker, W. R., and B. Kasilingam. 2004. Another look at wetted perimeter along irrigated furrows: Modeling implications. In *Proc. World Water and Environ. Resour. Congr. CD-ROM*. Reston, Va.: EWRI/ASCE.
- Walker, W. R., and G. V Skogerboe. 1987. *Surface Irrigation Theory and Practice*. Englewood Cliffs, N.J.: Prentice Hall.
- Wallender, W. W., and M. Rayej. 1985. Zero-inertia surge model with wet-dry advance. *Trans. ASAE* 28(5): 1530-1534.
- Weir, G. J. 1983. A mathematical model for border strip irrigation. *Water Resour. Res.* 19(4): 1011-1018.
- Weir, G. J. 1985. Surface irrigation advance motion after gate closure. *Water Resour. Res.* 21(9): 1409-1414.
- Whitham, G. B. 1955. The effects of hydraulic resistance in the dam-break problem. *Proc., Royal Society of London, Series A.* 227: 399-407. London, England.
- Wu, I. 1972. Recession flow in surface irrigation. *J Irrig. Drain. Div., ASCE* 98(IR1): 77-90.
- Yost, S. A., and N. D. Katopodes. 1998. Global identification of surface irrigation parameters. *J. Irrig. Drain. Eng.* 124(3): 131-139.
- Zerihun, D., C. A. Sanchez, A. Furman, and A. W Warrick. 2005. A coupled surface-subsurface flow model for improved basin irrigation management. *J. Irrig. Drain. Eng.* 131(2): 111-128.
- Zerihun, D., C. A. Sanchez, and K. L. Farrell-Poe. 2004. Modified two-point method for closed-end level-bed furrows. In *Proc. 2004 World Water and Environ. Resour. Congr. CD-ROM*. Reston, Va.: EWRI/ASCE.