

อนึ่ง การหาค่าสัดส่วนการระเหยจากวิธี SEBAL กับวิธี S-SEBI ให้ผลลัพธ์ของพื้นที่ในเขตชลประทานไม่สอดคล้องกัน โดยค่าสัดส่วนการระเหยจากวิธี SEBAL มีแนวโน้มเพิ่มขึ้น ส่วนผลลัพธ์จากวิธี S-SEBI มีแนวโน้มลดลง ความแตกต่างอันนี้น่าจะเป็นผลมาจากข้อจำกัดของกระบวนการหาค่าสัดส่วนการระเหยของทั้งสองวิธี

ในการหาค่าสัดส่วนการระเหยของทั้งสองวิธีนั้น มีความจำเป็นต้องกำหนดพื้นที่อ้างอิงสองลักษณะ ได้แก่ บริเวณที่ชุ่มชื้น และบริเวณที่แห้ง โดยบริเวณที่ชุ่มชื้นจะถือว่าเป็นพื้นที่ซึ่งพลังงานที่ได้รับทั้งหมดที่ถูกใช้ในการระเหยน้ำ ส่วนบริเวณที่แห้งจะถือว่าเป็นพื้นที่ซึ่งไม่มีการระเหยของน้ำ พลังงานที่ได้รับทั้งหมดถูกถ่ายเทสู่อากาศเป็นความร้อนที่รู้สึกได้ (sensible heat) หรือ เทอม H. ในสมการสมดุลพลังงาน

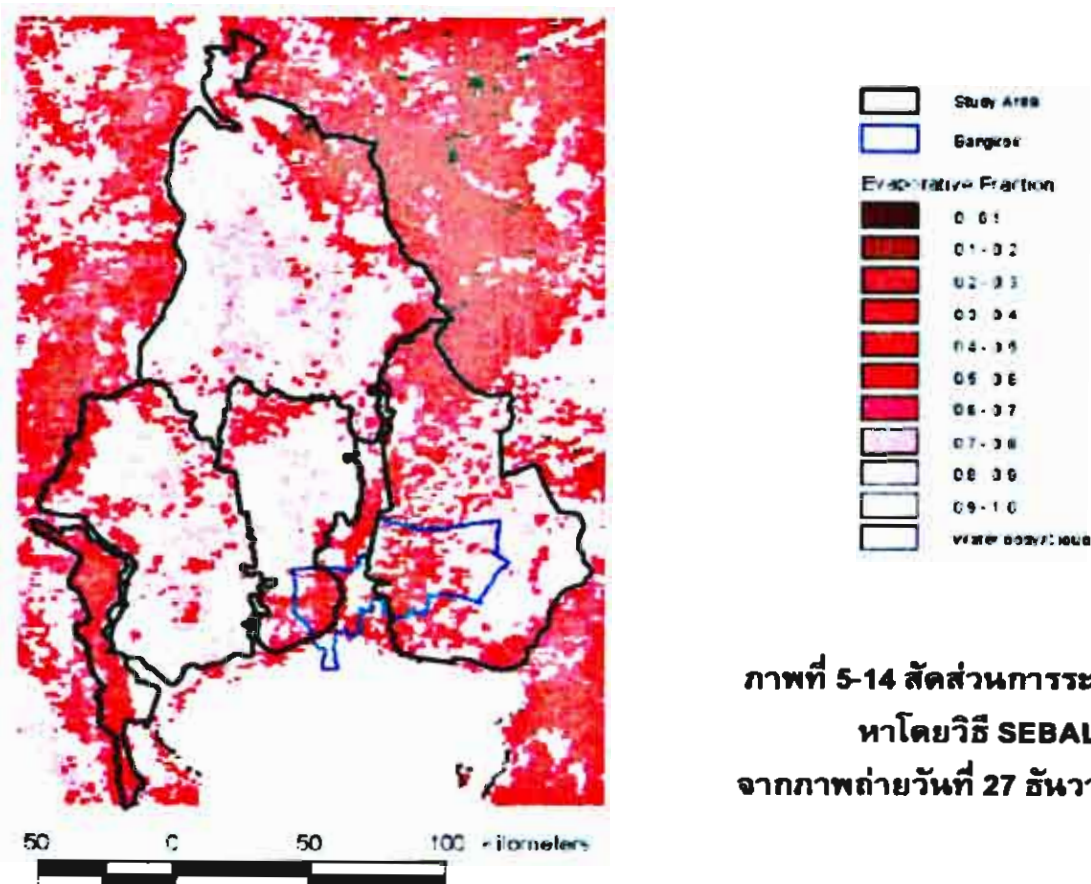
วิธี SEBAL นั้นเลือกพื้นที่อ้างอิงทั้งสองลักษณะจากแผนที่แสดงข้อมูลอุณหภูมิพื้นผิวที่ปรับแก้มาที่ค่าระดับความสูงอ้างอิง จุดที่อุณหภูมิพื้นผิวต่ำสุดในแผนที่ถือว่าเป็นจุดที่ชุ่มชื้น (wet pixels) และ จุดที่อุณหภูมิพื้นผิวสูงสุดถือว่าเป็นจุดที่แห้ง (dry pixels) ส่วนวิธี S-SEBI จะเพิ่มข้อมูลค่าการสะท้อนแสงของพื้นผิวมาพิจารณา โดยนำค่าการสะท้อนแสงมาพล็อตกราฟเทียบกับอุณหภูมิพื้นผิว ซึ่งจะสามารถสังเกตแนวเส้นตรงของบริเวณที่ชุ่มชื้นซึ่งเปลี่ยนแปลงตามค่าการสะท้อนแสงของพื้นผิวเป็นขอบเขตล่างได้จากกราฟ และบริเวณที่แห้งเป็นขอบเขตบน

ข้อจำกัดของทั้งสองวิธีสำหรับการนำมาใช้กับพื้นที่ในเขตชลประทาน คือ การกำหนดบริเวณที่แห้ง เนื่องจากพื้นที่ในเขตชลประทานมีการให้น้ำแก่พื้นที่เพาะปลูกอย่างสม่ำเสมอ ทำให้ไม่ปรากฏบริเวณที่แห้งในพื้นที่ศึกษาเลย สำหรับงานวิจัยนี้ ได้เลือกบริเวณพื้นที่นอกเขตชลประทานเป็นพื้นที่อ้างอิงบริเวณที่แห้ง นอกจากนี้ วิธี SEBAL เลือกจุดภาพเพียงจุดเดียวมาใช้เป็นบริเวณอ้างอิง ความผิดพลาดในการเลือกจุดภาพที่ไม่เหมาะสมมีผลอย่างมากต่อผลลัพธ์ ส่วนวิธี S-SEBI ถึงแม้ว่าจะใช้จุดภาพหลายจุดที่เรียงเป็นแนวขอบเขตล่างและขอบเขตบน ทำให้ผลลัพธ์น่าเชื่อถือยิ่งขึ้น แต่ปัญหาที่พบคือมีจำนวนจุดภาพไม่พอเพียงที่จะเรียงเป็นแนวเส้นตรงขอบเขตบนของบริเวณที่แห้ง

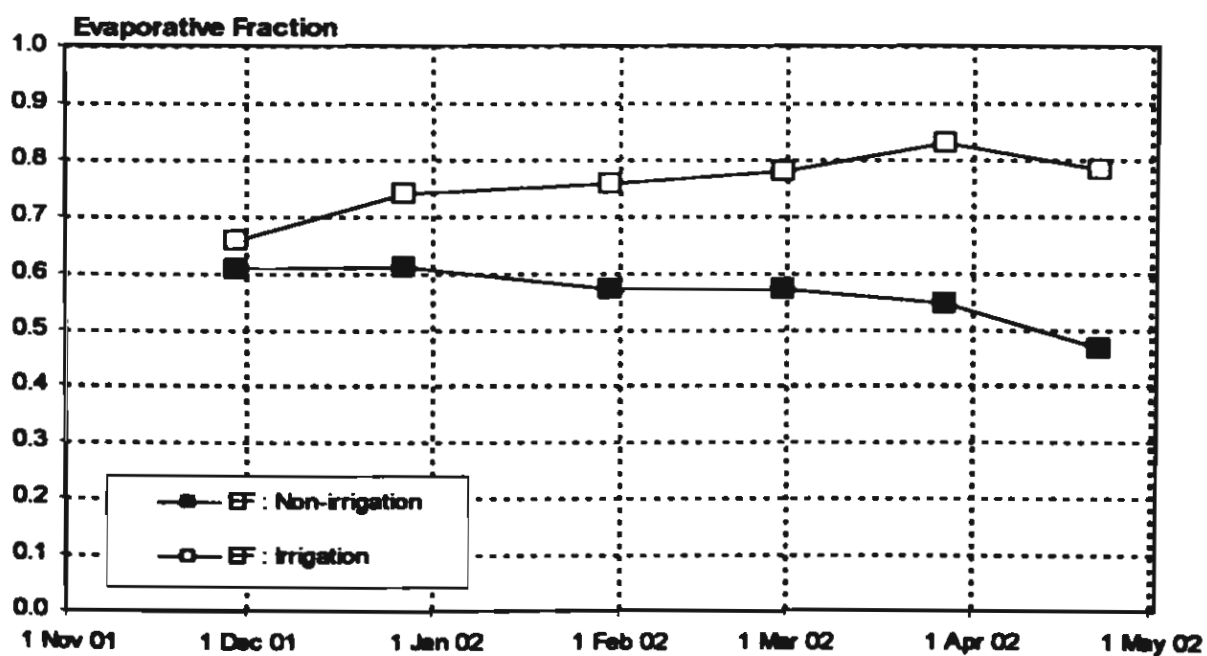
ตารางที่ 5-3 ค่าสัดส่วนการระเหย

จำแนกตามพื้นที่ในเขตชลประทาน (irrigation) และนอกเขตชลประทาน (non-irrigation)

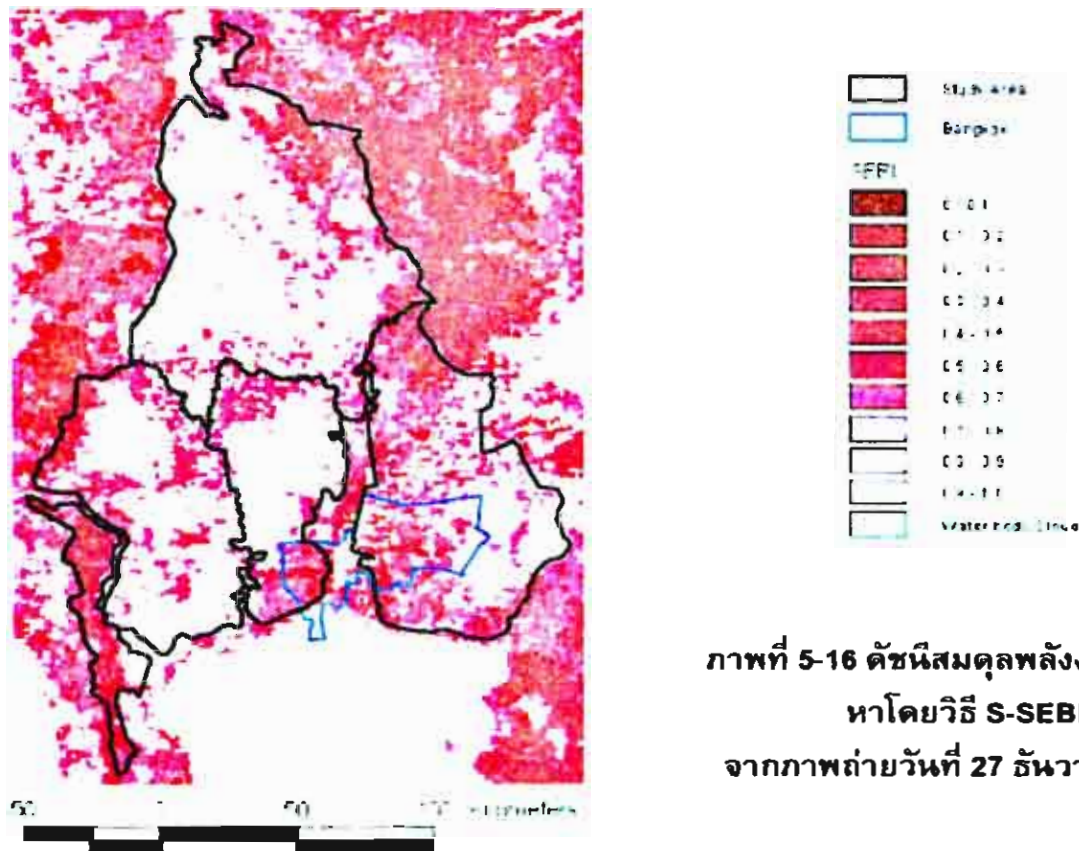
DATE	วิธี SEBAL (EF)		วิธี S-SEBI	
	Non-irrigation	Irrigation	Non-irrigation	Irrigation
29 Nov 01	0.61	0.66	0.71	0.73
27 Dec 01	0.61	0.74	0.63	0.72
30 Jan 02	0.57	0.75	0.54	0.70
28 Feb 02	0.57	0.78	0.49	0.64
27 Mar 02	0.54	0.83	0.44	0.65
22 Apr 02	0.47	0.78	0.50	0.71



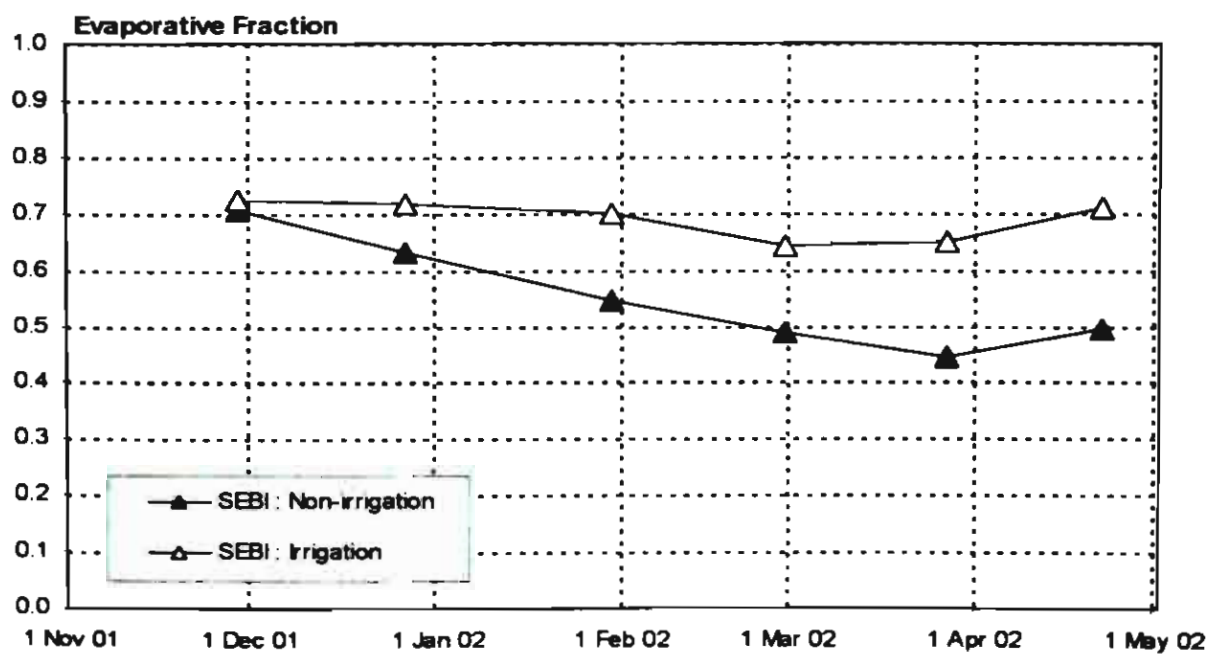
ภาพที่ 5-14 สัดส่วนการระเหย (EF)
หาโดยวิธี SEBAL
จากภาพถ่ายวันที่ 27 ธันวาคม 2544



ภาพที่ 5-15 การเปลี่ยนแปลงเฉลี่ยของสัดส่วนการระเหย
จำแนกตามพื้นที่ในเขตชลประทาน (Irrigation) และนอกเขตชลประทาน (non-irrigation)



ภาพที่ 5-16 ดัชนีสมดุลพลังงาน (SEBI)
หาโดยวิธี S-SEBI
จากภาพถ่ายวันที่ 27 ธันวาคม 2544



ภาพที่ 5-17 การเปลี่ยนแปลงเฉลี่ยของดัชนีสมดุลพลังงาน SEBI
จำแนกตามพื้นที่ในเขตชลประทาน (irrigation) และนอกเขตชลประทาน (non-irrigation)

5.3.2 อัตราการระเหยเฉลี่ยในรอบวัน

การประเมินพารามิเตอร์ต่าง ๆ ตามที่กล่าวมาแล้วก่อนหน้านี้ทั้งพารามิเตอร์พื้นผิว และพารามิเตอร์ของสมการสมดุลพลังงาน เป็นการประมวลผลข้อมูลภาพถ่ายขณะที่ดาวเทียม NOAA เคลื่อนผ่าน ซึ่งในที่นี้ได้เลือกใช้ภาพที่ถ่ายในช่วงเวลาประมาณ 14.00 น. ซึ่งผลลัพธ์ที่ได้ทั้งหมดก็เป็นผลขณะที่ถ่ายภาพเช่นกัน ในส่วนของอัตราการระเหยนั้น ค่าอัตราการระเหยขณะถ่ายภาพสามารถนำไปประยุกต์ใช้ได้ค่อนข้างจำกัด งานวิจัยนี้จึงได้ทำการประเมินเป็นค่าอัตราการระเหยเฉลี่ยตลอดทั้งวัน ซึ่งทำการประเมินโดยใช้ข้อมูลพลังงานสุทธิเฉลี่ยตลอดวันร่วมกับค่าสัดส่วนการระเหยทั้งที่ได้จากวิธี SEBAL และวิธี S-SEBI

ผลการประเมินอัตราการระเหยเฉลี่ยตลอดวันจากทั้งสองวิธีสรุปได้ตามตารางที่ 5-4 ถึง ตารางที่ 5-6 และแสดงในภาพที่ 5-18 ถึงภาพที่ 5-23 โดยในตารางที่ 5-4 เป็นค่าเฉลี่ยของอัตราการระเหยตลอดวันจากวิธี SEBAL แยกตามพื้นที่ในเขตชลประทานและนอกเขตชลประทาน และแสดงผลเป็นกราฟในภาพที่ 5-18 และภาพที่ 5-19 เป็นผลจากวิธี S-SEBI

นอกจากนี้ได้แยกผลลัพธ์ในเขตพื้นที่ชลประทานออกเป็น 5 กลุ่ม ตามขอบเขตของโครงการชลประทานหลัก ๆ ในพื้นที่ศึกษา คือ โครงการเจ้าพระยาใหญ่แยกเป็นพื้นที่ดอนบน พื้นที่ดอนล่างฝั่งตะวันออกและฝั่งตะวันตกของแม่น้ำเจ้าพระยา ส่วนโครงการแม่กลองใหญ่แยกเป็นพื้นที่ฝั่งซ้ายและขวาของแม่น้ำแม่กลอง ดังแสดงในตารางที่ 5-5 เป็นค่าเฉลี่ยของอัตราการระเหยตลอดวันจากวิธี SEBAL และแสดงผลเป็นกราฟในภาพที่ 5-20 ส่วนตารางที่ 5-6 และกราฟในภาพที่ 5-21 เป็นผลจากวิธี S-SEBI และท้ายสุด ภาพที่ 5-22 (ก) ถึง (ง) เป็นแผนที่แสดงอัตราการระเหยเฉลี่ยตลอดวันจากวิธี SEBAL ตั้งแต่เดือนพฤศจิกายน 2544 ถึงเมษายน 2545 ตามลำดับ ส่วนภาพที่ 5-23 (ก) ถึง (ง) เป็นผลจากวิธี SEBI

**ตารางที่ 5-4 อัตราการระเหยจริง (actual evapotranspiration)
จำแนกตามพื้นที่ในเขตชลประทาน (irrigation) และนอกเขตชลประทาน (non-irrigation)**

DATE	ETa - SEBAL (mm/day)		ETa - SEBI (mm/day)	
	Non-Irrigation	Irrigation	Non-Irrigation	Irrigation
29 Nov 01	2.65	2.87	3.09	3.18
27 Dec 01	2.51	3.12	2.59	3.03
30 Jan 02	2.67	3.62	2.54	3.36
28 Feb 02	3.07	4.39	2.61	3.62
27 Mar 02	3.02	4.78	2.45	3.75
22 Apr 02	2.90	4.94	3.07	4.48

จากการพิจารณาผลลัพธ์ที่ได้ พบว่า อัตราส่วนการระเหยเฉลี่ยตลอดวันที่หาจากวิธี SEBAL กับ วิธี S-SEBI ให้ผลลัพธ์ที่ไม่ต่างกันมากนัก (ตารางที่ 5-4) โดยมีค่าต่างกันน้อยกว่า 1 มิลลิเมตรต่อวัน ทั้ง พื้นที่ในเขตชลประทานและนอกเขตชลประทาน โดยเดือนที่มีค่าต่างกันค่อนข้างมาก (มากกว่า 0.5 มิลลิเมตรต่อวัน) เป็นผลลัพธ์ในช่วงเดือนกุมภาพันธ์และเดือนมีนาคม โดยเฉพาะผลของพื้นที่ในเขตชลประทาน ซึ่งมีผลคล้ายคลึงกับผลของค่าสัดส่วนการระเหย

ความแตกต่างของอัตราการระเหยระหว่างพื้นที่ในเขตชลประทานกับนอกเขตชลประทานของทั้งสองวิธี มีค่าน้อยในช่วงปลายฤดูฝน และเพิ่มมากขึ้นเมื่อเข้าสู่ช่วงฤดูแล้ง (กราฟในภาพที่ 5-18 และภาพที่ 5-19) ซึ่งสามารถอธิบายได้คล้ายคลึงกับกรณีผลลัพธ์ของค่าสัดส่วนการระเหย นอกจากนี้ ในภาพที่ 5-18 และภาพที่ 5-19 ได้แสดงเส้นทึบสีเข้ม ซึ่งเป็นค่าของอัตราการระเหยในกรณีที่ค่าสัดส่วนการระเหยเท่ากับ 1 โดยสามารถแปลความหมายได้ว่าเป็นอัตราการระเหยของพืชในกรณีที่น้ำไม่จำกัด หรือเป็นอัตราการระเหยสูงสุดของพืช (crop evapotranspiration, ETC) โดยเส้นนี้มีแนวโน้มเพิ่มขึ้นเมื่อเข้าสู่ฤดูแล้ง เมื่อพิจารณาพื้นที่ในเขตชลประทาน อัตราการระเหยของแนวโน้มเพิ่มขึ้นนานไปกับแนวโน้มของอัตราการระเหยสูงสุดของพืช ส่วนอัตราการระเหยของพื้นที่นอกเขตชลประทานมีค่าเปลี่ยนแปลงไม่มากนัก

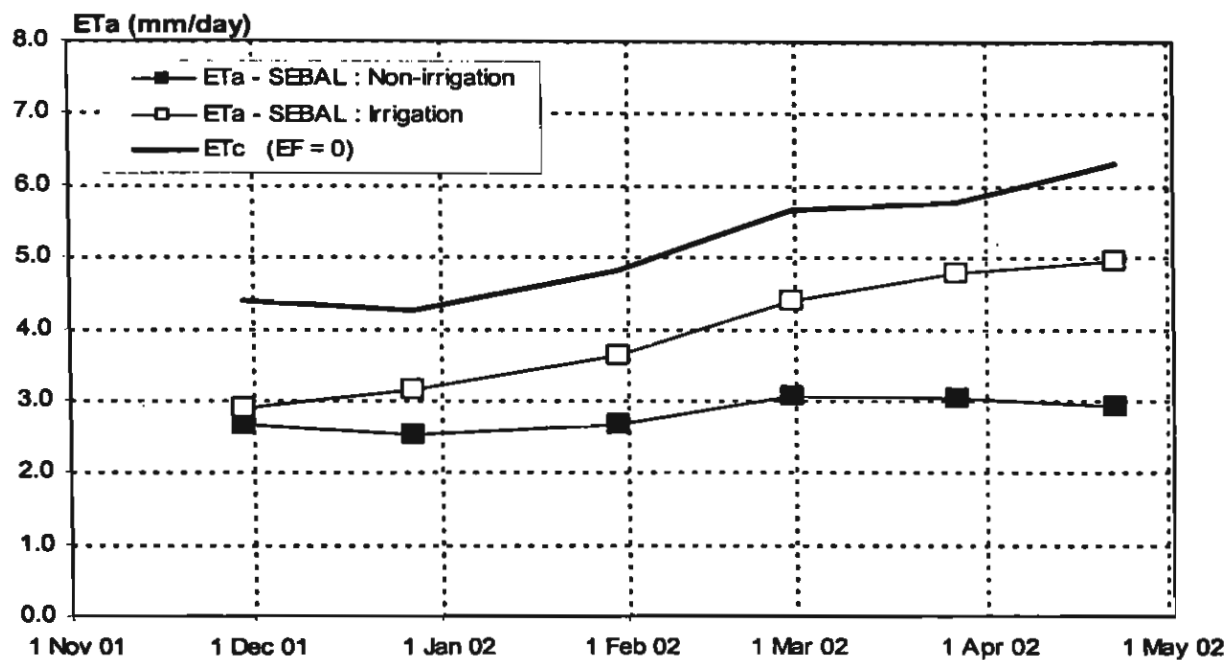
เมื่อพิจารณาอัตราการระเหยในเขตชลประทานโดยแยกตามกลุ่มของโครงการชลประทานหลัก ๆ (ตารางที่ 5-5 และตารางที่ 5-6) พบว่าพื้นที่โครงการเจ้าพระยาตอมบ่น คอนล่างฝั่งตะวันออก และแม่กลองฝั่งซ้าย มีค่าอัตราการระเหยค่อนข้างใกล้เคียงกันและมีแนวโน้มไปในทิศทางเดียวกัน (กราฟในภาพที่ 5-20 และภาพที่ 5-21) กล่าวคือ ค่อนข้างต่ำในช่วงปลายฤดูฝนและมีแนวโน้มสูงขึ้นในช่วงแล้ง ซึ่งแนวโน้มของกราฟของพื้นที่ในกลุ่มนี้ค่อนข้างนานไปกับแนวโน้มแสดงอัตราการระเหยสูงสุดของพืช (สีทึบเข้ม)

พื้นที่โครงการเจ้าพระยาฝั่งตะวันตกคอนล่างซึ่งอยู่ตรงกลางของพื้นที่ศึกษา และโครงการแม่กลองฝั่งขวาซึ่งอยู่ทางขอบทิศตะวันตกสุดของพื้นที่ มีความต่างจากพื้นที่ในสามกลุ่มข้างต้น กล่าวคือพื้นที่โครงการเจ้าพระยาตอมบ่นฝั่งตะวันตก มีอัตราการระเหยต่ำสุดเมื่อเทียบกับพื้นที่อื่น ๆ ในช่วงปลายฤดูฝนในเดือนพฤศจิกายน และเพิ่มขึ้นจนเป็นค่าสูงสุดในเดือนถัด ๆ มาเมื่อเข้าสู่ฤดูแล้ง ส่วนพื้นที่โครงการแม่กลองฝั่งขวานั้นช่วงปลายฤดูฝนในเดือนพฤศจิกายนมีค่าอัตราการระเหยใกล้เคียงกับพื้นที่อื่น แต่ลดลงจนเป็นค่าต่ำสุดเมื่อเทียบกับพื้นที่อื่นในเดือนธันวาคมและเดือนมกราคม จากนั้นกลับเพิ่มสูงขึ้นเป็นค่าสูงสุดในช่วงปลายฤดูแล้ง

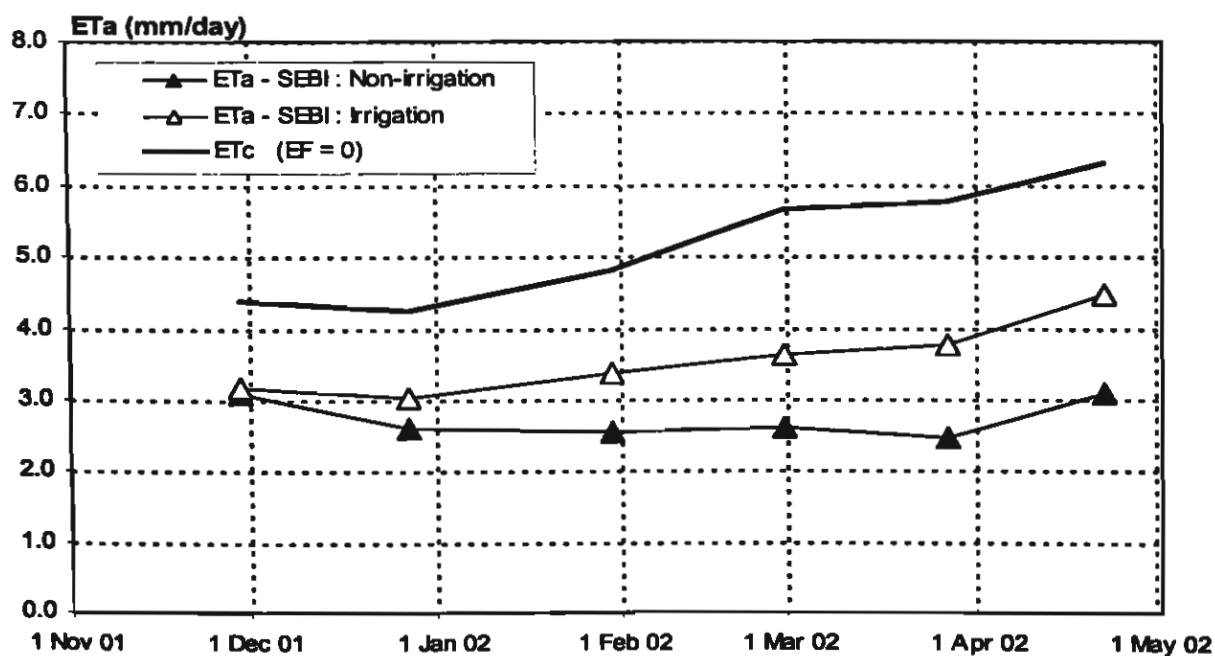
การที่อัตราการระเหยในพื้นที่หนึ่งมีค่าลดต่ำลงเมื่อเทียบกับพื้นที่ข้างเคียง อาจคาดได้ว่าเป็นช่วงเก็บเกี่ยวของพื้นที่นั้น ๆ เนื่องจากในช่วงเก็บเกี่ยวจะหยุดให้น้ำชลประทาน ทำให้พื้นที่นั้น ๆ มีอัตราการระเหยจากพื้นที่ลดน้อยลง ซึ่งจากการสำรวจภาคสนาม พื้นที่ส่วนใหญ่ของโครงการเจ้าพระยาตอมบ่นฝั่งตะวันตกเป็นพื้นที่เพาะปลูกข้าว และเปลี่ยนเป็นชุมชนเมืองบริเวณเขตกรุงเทพมหานคร และปริมณฑล โดยในช่วงเดือนพฤศจิกายน พื้นที่บริเวณนี้ได้สิ้นสุดฤดูนาปีไปแล้ว และอยู่ในช่วงเตรียมแปลงเพื่อทำนาปีครั้งที่ 1 จะสังเกตได้ว่าพื้นที่บริเวณนี้มีกิจกรรมการเพาะปลูกค่อนข้างเร็วกว่าพื้นที่

อื่น เนื่องจาก บริเวณนี้เป็นพื้นที่รับน้ำหลากเพื่อป้องกันอุทกภัยของกรุงเทพมหานครฯ จึงทำให้มีความเสี่ยงต่อน้ำท่วมในช่วงปลายฤดูฝนค่อนข้างสูง ดังนั้น การเพาะปลูกและเก็บเกี่ยวข้าวนาปีจึงค่อนข้างเร็วกว่าพื้นที่อื่น และจะเริ่มทำนาปรังทันทีเมื่อสิ้นสุดฤดูฝน

ส่วนพื้นที่ในเขตโครงการแม่กลองฝั่งขวา ส่วนใหญ่เพาะปลูกข้าวโดยในเดือนพฤศจิกายนนั้นเป็นช่วงเก็บเกี่ยวของนาปี ถัดจากนั้น ระหว่างเดือนธันวาคมจนถึงกลางเดือนกุมภาพันธ์ โครงการชลประทานแม่กลองจะหยุดส่งน้ำ เนื่องจากบริเวณนี้เป็นพื้นที่สูง ทำให้หาน้ำจากแหล่งอื่นเพื่อการเพาะปลูกในฤดูแล้งได้ยาก ดังนั้น กิจกรรมการเพาะปลูกจึงค่อนข้างสอดคล้องกับปฏิทินการส่งน้ำชลประทาน ในช่วงหยุดส่งน้ำนี้อัตราการระเหยของพื้นที่นี้จะคล้ายกับพื้นที่นอกเขตชลประทานที่อยู่ใกล้เคียง เมื่อโครงการแม่กลองเริ่มส่งน้ำอีกครั้ง ราวปลายเดือนกุมภาพันธ์ บริเวณก็จะเริ่มทำนาปรังทำให้อัตราการระเหยกลับเพิ่มสูงขึ้น นอกจากนี้ ยังสามารถสังเกตรูปแบบการระเหยและกิจกรรมการเพาะปลูกแบบนี้ ในบริเวณตอนบนของโครงการแม่กลองฝั่งซ้ายได้เช่นเดียวกัน



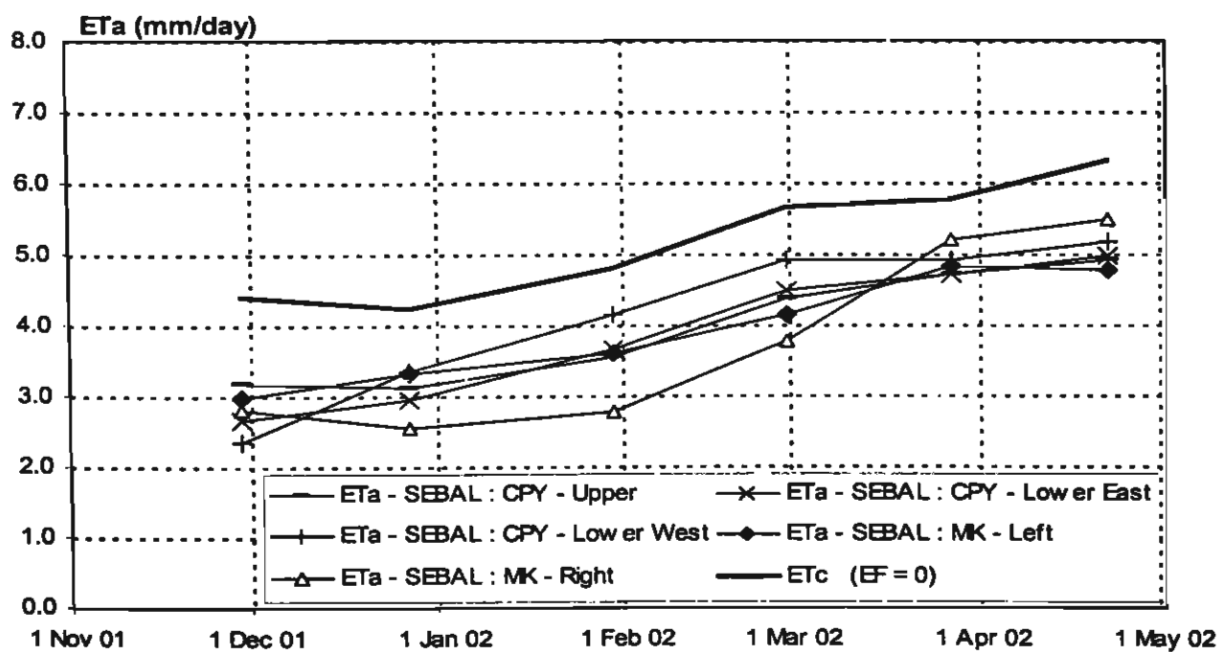
ภาพที่ 5-18 การเปลี่ยนแปลงเฉลี่ยของอัตราการระเหยจริงโดยวิธี SEBAL
จำแนกตามพื้นที่ในเขตชลประทาน (Irrigation) และนอกเขตชลประทาน (non-irrigation)



ภาพที่ 5-19 การเปลี่ยนแปลงเฉลี่ยของอัตราการระเหยจริงโดยวิธี SEBI
จำแนกตามพื้นที่ในเขตชลประทาน (Irrigation) และนอกเขตชลประทาน (non-irrigation)

ตารางที่ 5-5 อัตราการระเหยจริงโดยวิธี SEBAL แยกตามกลุ่มของโครงการชลประทานหลัก

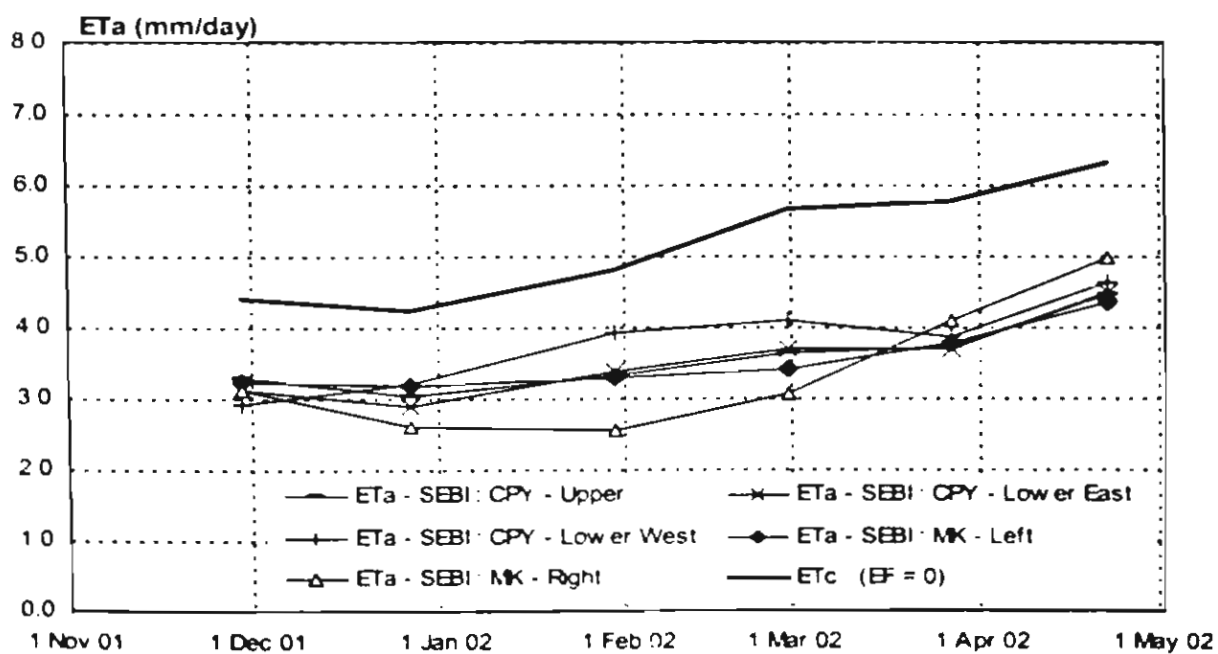
DATE	ETa by SEBAL (mm/day)				
	Upper Chao Phraya	Lower Chao Phraya East Bank	Lower Chao Phraya West Bank	Mae Klong Left Bank	Mae Klong Right Bank
29 Nov 01	3.16	2.66	2.36	2.96	2.80
27 Dec 01	3.12	2.95	3.35	3.32	2.54
30 Jan 02	3.54	3.65	4.15	3.59	2.76
28 Feb 02	4.37	4.48	4.92	4.14	3.78
27 Mar 02	4.70	4.71	4.91	4.82	5.20
22 Apr 02	4.90	4.97	5.16	4.76	5.48



ภาพที่ 5-20 การเปลี่ยนแปลงเฉลี่ยของอัตราการระเหยจริงหาโดยวิธี SEBAL แยกตามกลุ่มของโครงการชลประทานหลัก

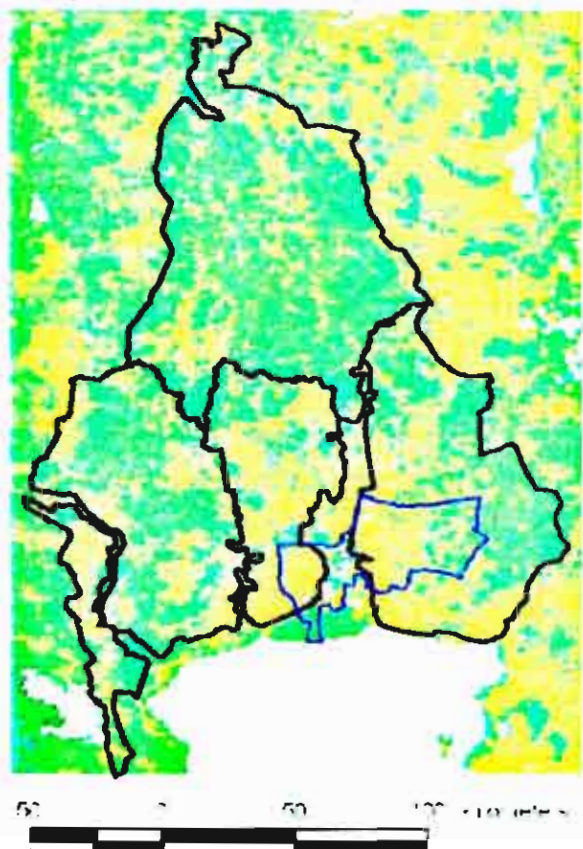
ตารางที่ 5-6 อัตราการระเหยจริงโดยวิธี SEBI แยกตามกลุ่มของโครงการชลประทานหลัก

DATE	ETa by SEBI (mm/day)				
	Upper Chao Phraya	Lower Chao Phraya East Bank	Lower Chao Phraya West Bank	Mae Klong Left Bank	Mae Klong Right Bank
29 Nov 01	3.29	3.12	2.91	3.24	3.13
27 Dec 01	3.02	2.90	3.20	3.18	2.61
30 Jan 02	3.30	3.37	3.90	3.28	2.55
28 Feb 02	3.62	3.68	4.09	3.40	3.07
27 Mar 02	3.70	3.68	3.87	3.77	4.00
22 Apr 02	4.46	4.49	4.64	4.34	4.96

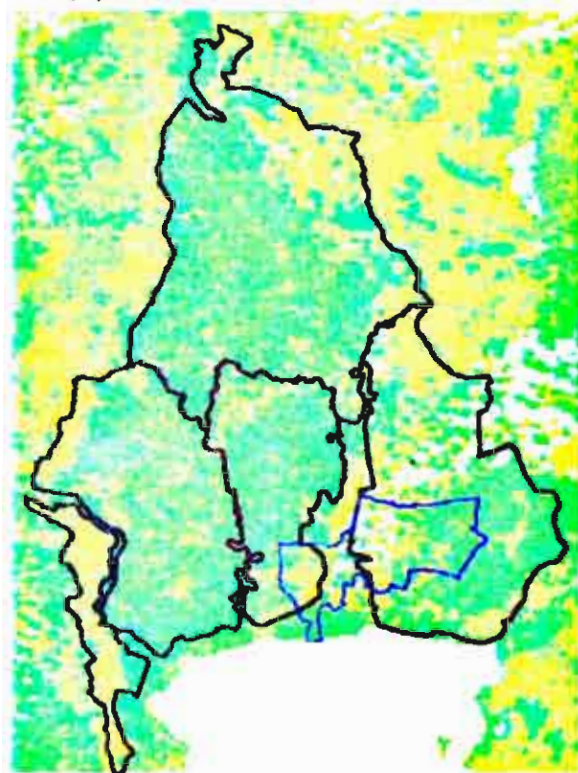


ภาพที่ 5-21 การเปลี่ยนแปลงเฉลี่ยของอัตราการระเหยจริงหาโดยวิธี SEBI แยกตามกลุ่มของโครงการชลประทานหลัก

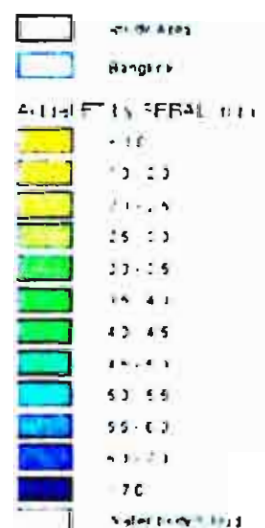
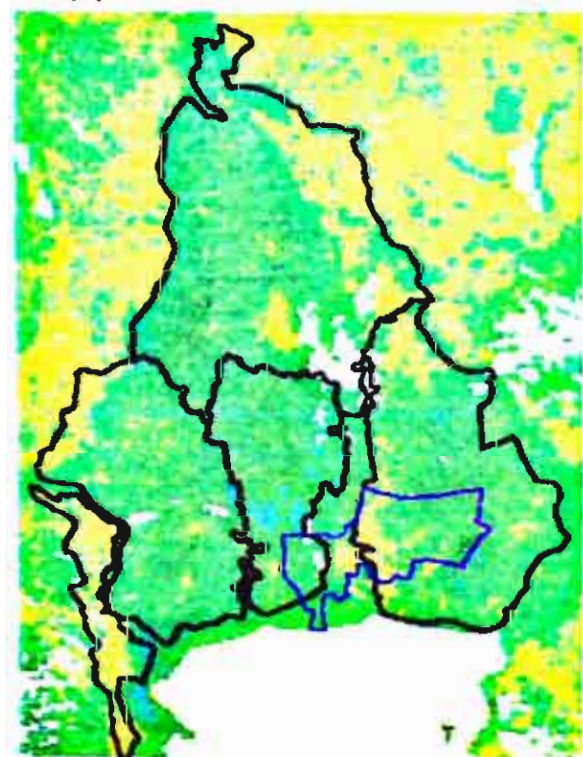
(ก) ภาพถ่ายวันที่ 29 พฤศจิกายน 2544



(ข) ภาพถ่ายวันที่ 27 ธันวาคม 2544

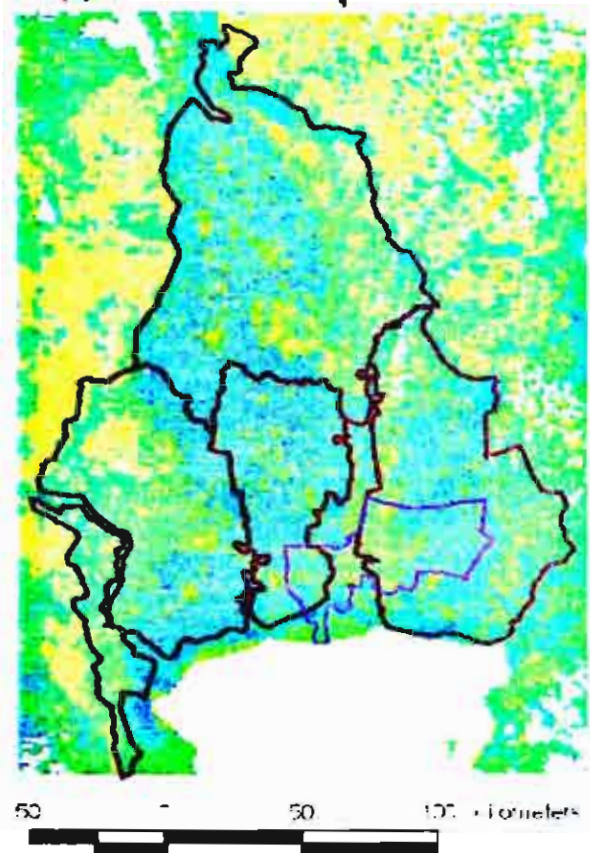


(ค) ภาพถ่ายวันที่ 30 มกราคม 2545

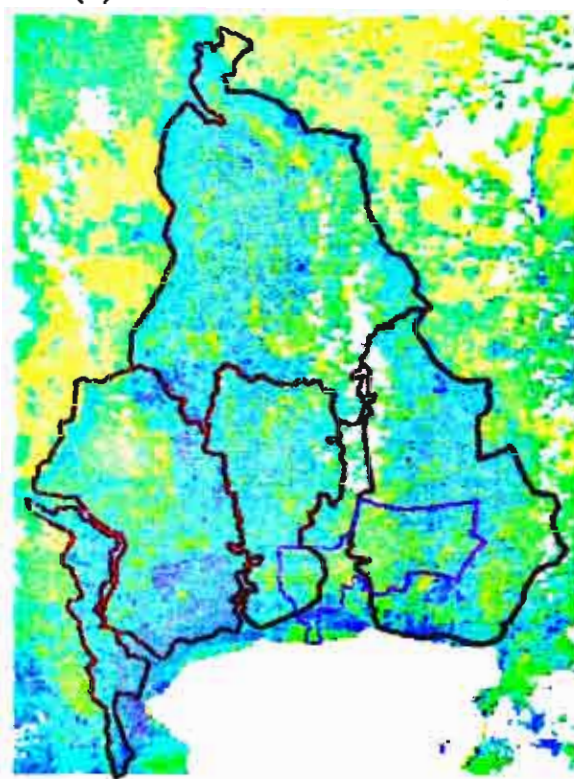


ภาพที่ 5-22
อัตราการการระเหยเฉลี่ยตลอดวัน
หาโดยวิธี SEBAL

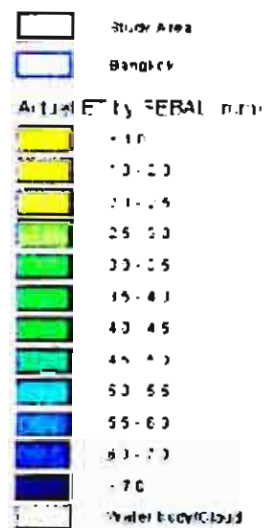
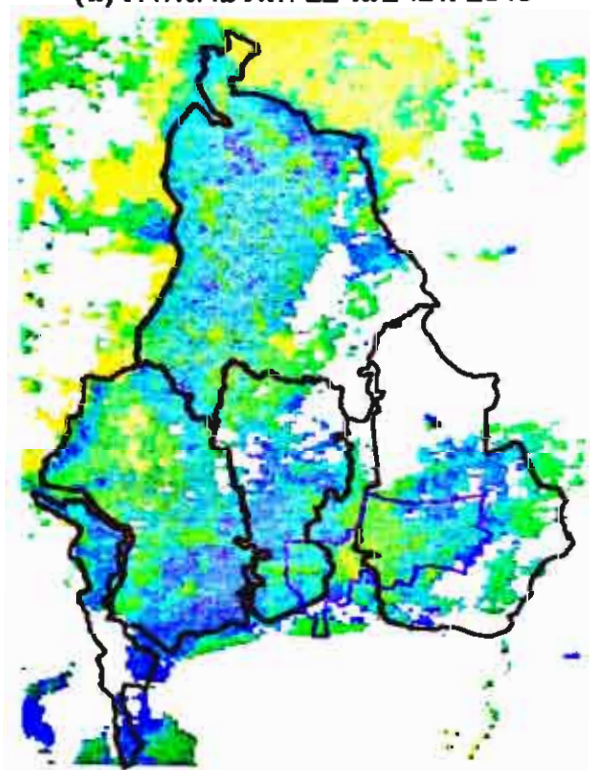
(ง) ภาพถ่ายวันที่ 28 กุมภาพันธ์ 2545



(จ) ภาพถ่ายวันที่ 27 มีนาคม 2545

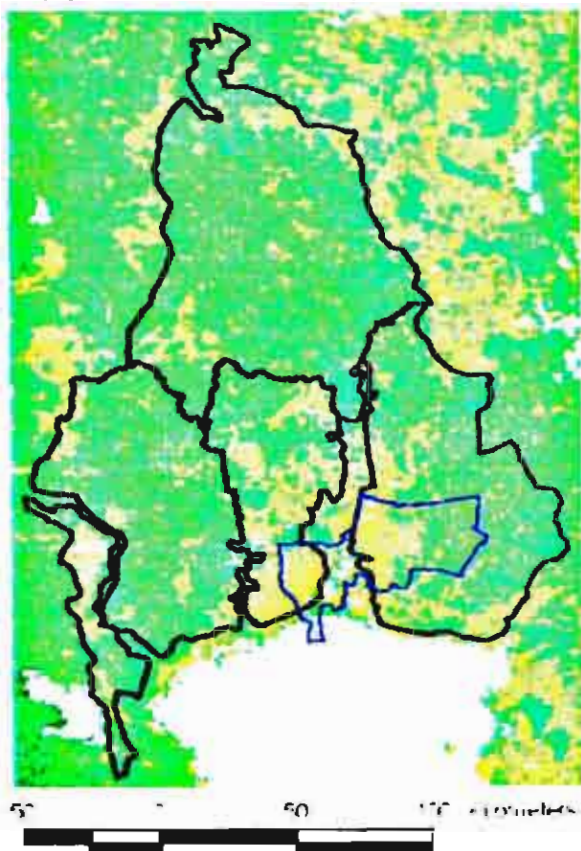


(ฉ) ภาพถ่ายวันที่ 22 เมษายน 2545

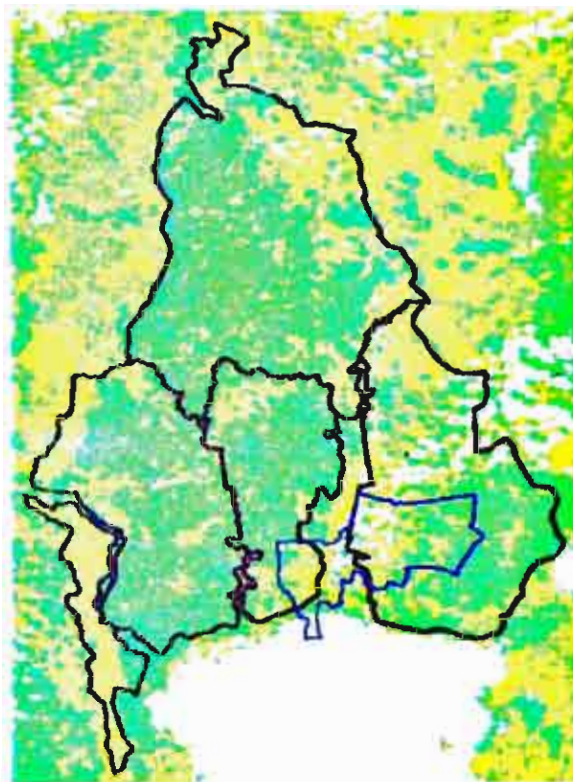


ภาพที่ 5-22 (ต่อ)
อัตราการการระเหยเฉลี่ยตลอดวัน
หาโดยวิธี SEBAL

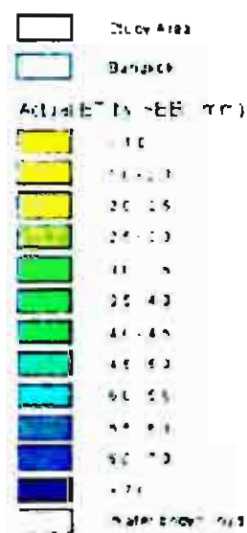
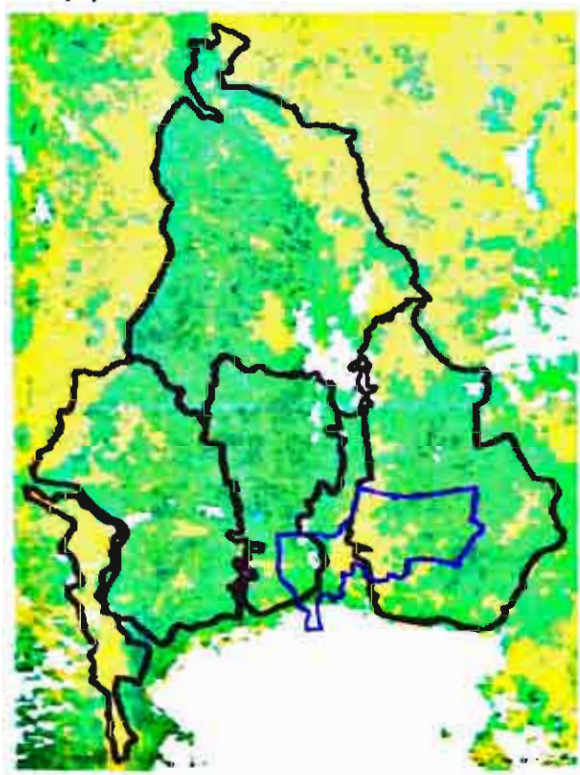
(ก) ภาพถ่ายวันที่ 29 พฤศจิกายน 2544



(ข) ภาพถ่ายวันที่ 27 ธันวาคม 2544

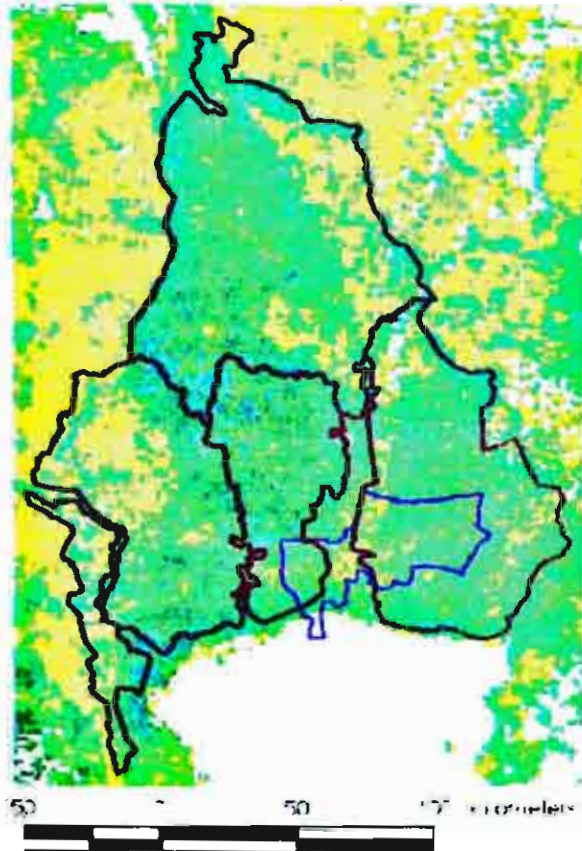


(ค) ภาพถ่ายวันที่ 30 มกราคม 2545

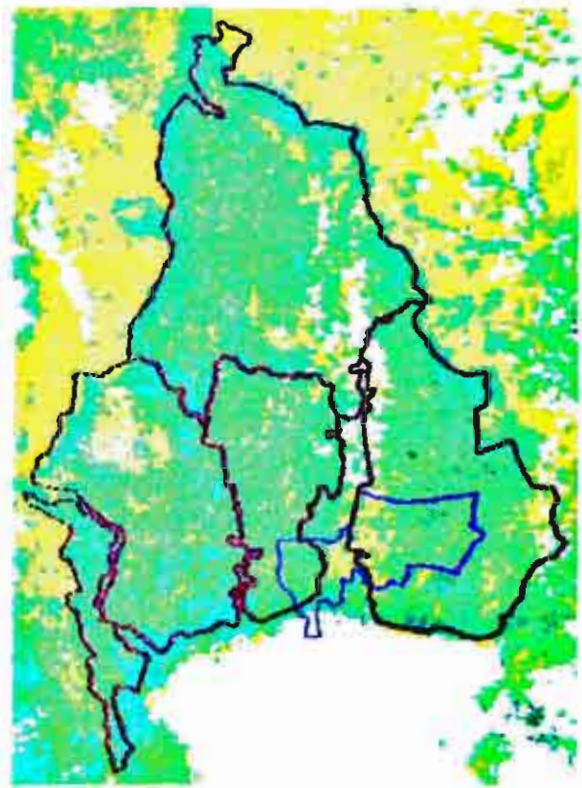


ภาพที่ 5-23
อัตราการการะเหยผล็ยตลอดวัน
หาโดยวิธี SEBI

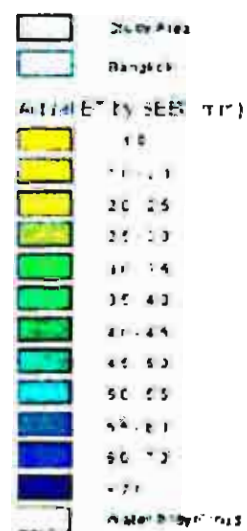
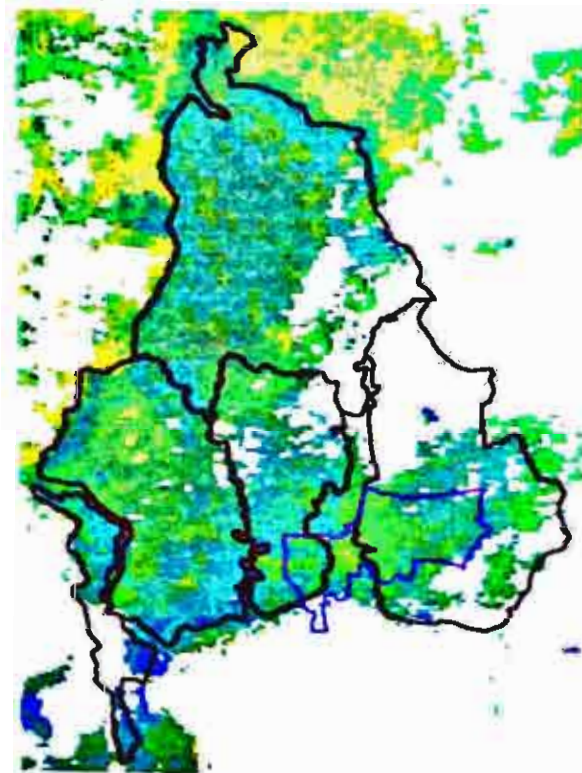
(ง) ภาพถ่ายวันที่ 28 กุมภาพันธ์ 2545



(จ) ภาพถ่ายวันที่ 27 มีนาคม 2545



(ฉ) ภาพถ่ายวันที่ 22 เมษายน 2545



ภาพที่ 5-23 (ต่อ)
อัตราการการะเหยน้ำตลอดวัน
หาโดยวิธี SEBI

5.4 การตรวจสอบผลลัพธ์

วิธีการหาอัตราการระเหยที่ใช้ในปัจจุบัน ที่ได้เลือกมาเปรียบเทียบกับอัตราการระเหยที่ประเมินจากภาพถ่ายดาวเทียม ได้แก่ การหาอัตราการระเหยโดยวิธี FAO Penman-Monteith (Allen et al., 1998) และการหาอัตราการระเหยโดยใช้ค่าวัดการระเหย Class A (Doorenbos & Pruitt, 1977) อัตราการระเหยที่หาจากวิธี FAO Penman-Monteith นั้นเป็นอัตราการระเหยหรือปริมาณการใช้น้ำของพืชอ้างอิง (reference crop evapo-transpiration, ETo) ซึ่งมีสมมติฐานว่าเป็นอัตราการระเหยจากหญ้าที่ปกคลุมดินสม่ำเสมอและมีน้ำไม่จำกัด และอัตราการระเหยที่หาจากค่าวัดการระเหยได้ใช้ค่าปรับแก้มาเป็นปริมาณการใช้น้ำของพืชอ้างอิง เช่นเดียวกัน

การเปรียบเทียบอัตราการระเหยจากภาพถ่ายดาวเทียมกับวิธีที่ใช้โดยทั่วไปจึงไม่สามารถกระทำได้โดยตรง เนื่องจาก อัตราการระเหยที่หาจากภาพถ่ายดาวเทียมเป็นอัตราการระเหยหรือปริมาณการใช้น้ำที่แท้จริงของพืช (actual evapotranspiration, ETa) ซึ่งมีปัจจัยเรื่องชนิดของพืชและปริมาณความชื้นในดินมาเกี่ยวข้องด้วย อีกประการหนึ่ง ผลการประเมินอัตราการระเหยจากภาพถ่ายดาวเทียมเป็นการประเมินทั้งพื้นที่ซึ่งแต่ละจุดภาพจะให้ผลลัพธ์ต่างกันไป ส่วนวิธีที่นำมาเปรียบเทียบกับนั้น เป็นการหาอัตราการระเหยเฉพาะจุดที่ทำการตรวจวัดข้อมูล ซึ่งในกรณีนี้ เป็นตำแหน่งที่ตั้งของสถานีตรวจวัดข้อมูลของกรมอุตุนิยมวิทยา

ในการเปรียบเทียบจึงเลือกใช้ผลลัพธ์เฉลี่ยของวิธี FAO Penman-Monteith และค่าวัดการระเหยที่ประเมินมาจากข้อมูลของสถานีตรวจวัดในพื้นที่ศึกษา นำมาเปรียบเทียบกับผลลัพธ์เฉลี่ยจากภาพถ่ายดาวเทียมของพื้นที่ในเขตชลประทาน ทั้งนี้ เพื่อนำมาพิจารณาแนวโน้มและความเป็นไปได้ของผลจากภาพถ่ายดาวเทียม

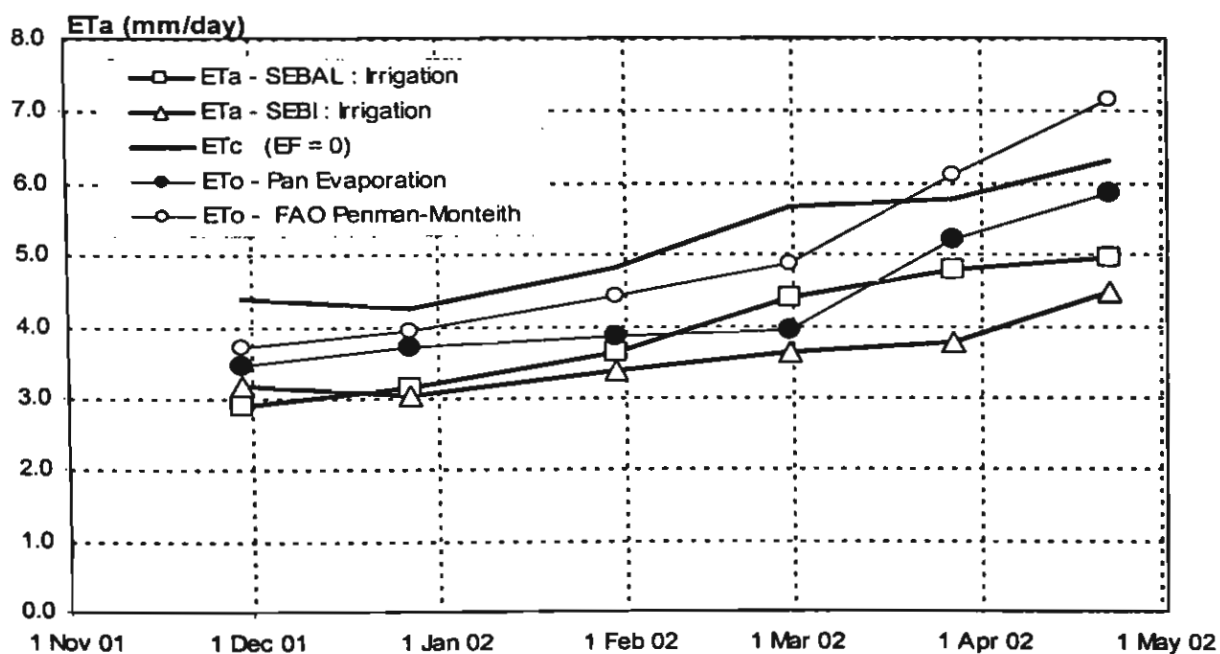
ผลการเปรียบเทียบสรุปไว้ในตารางที่ 5-7 และภาพที่ 5-24 เมื่อพิจารณาเปรียบเทียบปริมาณการใช้น้ำของพืชอ้างอิงระหว่างวิธี FAO Penman-Monteith และ ค่าวัดการระเหยที่ปรับค่าแล้ว พบว่า ปริมาณการใช้น้ำของพืชอ้างอิง (ETo) จากวิธี FAO Penman-Monteith มีค่าสูงกว่าค่าที่ได้จากค่าวัดการระเหย และมีค่าต่างกันเพิ่มมากขึ้นในช่วงฤดูแล้ง ถึงกระนั้น ทั้งสองวิธีมีแนวโน้มเพิ่มขึ้นจากปลายฤดูฝนจนถึงฤดูแล้งคล้ายคลึงกัน

ปริมาณการใช้น้ำสูงสุดของพืช (ETc) ที่ประเมินจากภาพถ่ายดาวเทียมโดยกำหนดให้ค่าสัดส่วนการระเหย เท่ากับ 1 (เส้นทึบเข้มในภาพที่ 5-24) เป็นข้อมูลอีกอันหนึ่งที่นำมาใช้เปรียบเทียบกับปริมาณการใช้น้ำของพืชอ้างอิง (ETo) ซึ่งค่า ETc นี้ได้ลดปัจจัยความแตกต่างเรื่องปริมาณความชื้นในดิน แต่ยังคงมีความแตกต่างเรื่องชนิดของพืช ค่า ETc จากภาพถ่ายดาวเทียมมีค่าใกล้เคียงกับค่า ETo จากวิธี FAO Penman-Monteith มากที่สุด โดยมีค่าสูงกว่าในช่วง 4 เดือนแรก (ระหว่างเดือนพฤศจิกายนถึงเดือนกุมภาพันธ์) และต่ำกว่าในช่วง 2 เดือนหลัง และมีแนวโน้มไปในทิศทางเดียวกัน ซึ่งทำให้สามารถสรุปได้ว่าวิธีการหาการใช้น้ำของพืชจากภาพถ่ายดาวเทียมนั้นให้ผลลัพธ์ได้ใกล้เคียงพอสมควรกับผลลัพธ์จากวิธีที่ได้รับความนิยมเชื่อถืออย่างวิธี FAO Penman-Monteith

ส่วนปริมาณการใช้น้ำที่แท้จริง (ETA) ทั้งที่หาจากวิธี SEBAL และ วิธี S-SEBI มีแนวโน้มเพิ่มขึ้นจากค่าน้อยในช่วงปลายฤดูฝนจนไปหาค่ามากในฤดูแล้งคล้ายคลึงกับวิธีอื่น ๆ แต่มีค่าต่ำกว่า ซึ่งเป็นแนวโน้มที่สมเหตุผล เนื่องจาก อัตราการระเหยส่วนนี้เป็นผลลัพธ์จากพื้นที่ในเขตชลประทาน ซึ่งในฤดูแล้งยังคงมีการส่งน้ำทำให้ยังคงมีน้ำสำหรับการระเหย แต่ให้ค่าต่ำกว่าเนื่องจากยังคงมีปริมาณน้ำที่จำกัดและการกระจายไม่ทั่วถึง อนึ่ง จากกราฟในภาพที่ 5-24 จะสังเกตได้ว่าวิธี SEBAL น่าจะให้ค่าอัตราการระเหยที่สูงเกินไปในเดือนกุมภาพันธ์และเดือนมีนาคม ส่วนวิธี SEBI น่าจะให้ค่าต่ำเกินไปในเดือนมีนาคม

ตารางที่ 5-7 อัตราการระเหยจากวิธีต่าง ๆ เป็นมิลลิเมตรต่อวัน

DATE	ETa	ETa	ETc	ETo	ETo
	SEBAL	SEBI	EF = 0	Pan	Penman-
				Evaporation	Monteith
29 Nov 01	2.87	3.18	4.39	3.45	3.71
27 Dec 01	3.12	3.03	4.23	3.70	3.94
30 Jan 02	3.62	3.36	4.80	3.84	4.42
28 Feb 02	4.39	3.62	5.66	3.93	4.87
27 Mar 02	4.78	3.75	5.76	5.21	6.12
22 Apr 02	4.94	4.48	6.32	5.84	7.14



ภาพที่ 5-24 การเปลี่ยนแปลงของอัตราการระเหยจากวิธีต่าง ๆ

6. บทสรุปและข้อเสนอแนะ

งานวิจัยนี้ ได้ทำการศึกษาการใช้เทคนิคสำรวจระยะไกลสำหรับการประเมินการใช้น้ำของพืชในพื้นที่โครงการชลประทานขนาดใหญ่ โดยได้เลือกใช้หลักสมมูลของพลังงานที่พื้นผิว สำหรับการประเมินอัตราการระเหย พร้อมกันนี้ ได้เปรียบเทียบผลลัพธ์กับการใช้น้ำของพืชที่หาจากวิธี FAO Penman-Monteith และถาดวัดการระเหย Class-A

การสะท้อนของพื้นผิว (surface albedo) ดัชนีพืชพรรณ (NDVI) และอุณหภูมิพื้นผิว (surface temperature) ที่หาจากภาพถ่ายดาวเทียม NOAA/AVHRR เป็นข้อมูลหลักที่ใช้ในการประเมินตัวแปรของสมการสมมูลพลังงาน ซึ่งประกอบด้วย พลังงานรังสีแสงอาทิตย์สุทธิ (net radiation) พลังงานที่ถ่ายเทลงดิน (soil heat flux) และพลังงานที่ถ่ายเทสู่อากาศ (sensible heat flux) จากนั้น ข้อมูลเหล่านี้ได้ถูกใช้สำหรับหาสัดส่วนการระเหย (evaporative fraction) ที่ประเมินจาก 2 แนวทางเปรียบเทียบกัน กล่าวคือ วิธี SEBAL และ วิธี S-SEBI และท้ายสุด อัตราการระเหยเฉลี่ยตลอดวันประเมินได้จากค่าสัดส่วนการระเหยและพลังงานสุทธิตลอดวัน ($R_{n24} - G_{o24}$)

ผลการประเมินอัตราการระเหยโดยหลักสมมูลพลังงานจากข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมในพื้นที่ชลประทานในเขตที่ราบภาคกลาง ระหว่างฤดูแล้งปี 2544-45 พบว่า อัตราการใช้น้ำสูงสุดของพืชในเขตชลประทานมีค่าระหว่าง 4.2 ถึง 6.3 มิลลิเมตรต่อวัน โดยมีแนวโน้มเพิ่มจากต้นฤดูแล้งในเดือนพฤศจิกายน และสูงสุดในเดือนเมษายน ส่วนอัตราการระเหยจริงมีค่าอยู่ระหว่าง 3 ถึง 5 มิลลิเมตรต่อวัน สำหรับพื้นที่ในเขตชลประทาน โดยมีแนวโน้มในทิศทางเดียวกับอัตราการใช้น้ำสูงสุด สำหรับพื้นที่นอกเขตชลประทาน อัตราการระเหยจริงมีค่าอยู่ระหว่าง 2.5 ถึง 3 มิลลิเมตรต่อวัน ความแตกต่างของอัตราการระเหยนี้เป็นผลมาจากความแตกต่างของค่าสัดส่วนการระเหยของพื้นที่ทั้งสอง โดยพื้นที่ในเขตชลประทานมีค่าสัดส่วนการระเหยเฉลี่ยราว 0.7 ถึง 0.75 ในขณะที่พื้นที่นอกเขตมีค่าเฉลี่ยราว 0.55 เท่านั้น ซึ่งสัดส่วนการระเหยนี้เป็นข้อมูลที่สามารถใช้อธิบายถึงสถานะของความชื้นในพื้นที่ได้ ส่วนผลการเปรียบเทียบกับปริมาณการใช้น้ำที่หาจากวิธีที่นิยมใช้ พบว่าอัตราการใช้น้ำสูงสุดของพืชหาจากข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียม ให้ผลลัพธ์ที่มีแนวโน้มในทิศทางเดียวกัน และมีค่าใกล้เคียงกับวิธี FAO Penman-Monteith

ผลจากงานวิจัยนี้ แสดงให้เห็นถึงความเป็นไปได้ของการประยุกต์การสำรวจระยะไกลสำหรับการบริหารจัดการน้ำชลประทาน ซึ่งปริมาณการใช้น้ำของพืชเป็นข้อมูลพื้นฐานที่จำเป็นอย่างยิ่ง สำหรับกระบวนการหาการใช้น้ำของพืชจากภาพถ่ายดาวเทียมโดยหลักสมมูลพลังงานให้ผลในเกณฑ์น่าเชื่อถือได้ โดยวิธี S-SEBI มีความเหมาะสมในทางปฏิบัติมากกว่า เนื่องจากการประเมินไม่ซับซ้อนมากนัก

ส่วนการวิจัยและพัฒนาต่อไป อาจแบ่งได้เป็น 3 แนวทาง กล่าวคือ

- การวิจัยพื้นฐานของการสำรวจระยะไกลทางทรัพยากรธรรมชาติและสิ่งแวดล้อมในพื้นที่ประเทศไทย จากการดำเนินงานวิจัยชิ้นนี้ พบว่าวิธีการประเมินข้อมูลพื้นผิวด่าง ๆ จากภาพถ่ายดาวเทียม เป็นแนวทางที่พัฒนาจากพื้นที่ในเขตต่าง ๆ ทั่วโลก และส่วนหนึ่งเป็นแนวทางในลักษณะ empirical ถึงแม้ว่า การนำแนวทางเหล่านี้มาใช้ จะได้รับผลลัพธ์ในเกณฑ์ที่พอเชื่อถือได้ และได้มีการตรวจสอบผลเบื้องต้น แต่ยังคงมีความไม่แน่ใจอยู่พอสมควรในเรื่องของความถูกต้องแม่นยำ

การวิจัยพื้นฐานเพื่อตรวจสอบความถูกต้องแม่นยำของผลลัพธ์จากแนวทางการประเมินข้อมูลพื้นผิวด่าง ๆ กับพื้นที่ในประเทศไทยยังคงจำเป็น ทั้งนี้ เพื่อที่จะได้เป็นแนวทางในการประยุกต์ขั้นต่อ ๆ ไปได้อย่างเชื่อมั่น

ในส่วนของกระบวนการวิธีหาปริมาณการใช้น้ำของพืชตามหลักสมดุลพลังงาน ยังคงมีข้อจำกัดในเรื่องการเลือกพื้นที่อ้างอิงที่แห้ง ซึ่งหาได้ลำบากในเขตชลประทานและในช่วงฤดูฝน สมควรมีการดำเนินการวิจัยเพื่อลดข้อจำกัดในเรื่องนี้ต่อไป

นอกจากนี้ เมฆที่ปกคลุมเหนือพื้นผิว เป็นข้อจำกัดอีกประการหนึ่งสำหรับวิธีการสำรวจระยะไกล และมีปัญหามากในฤดูฝน การวิจัยเพื่อประเมินสมดุลของพลังงานที่พื้นผิวและการระเหยภายใต้สภาพเมฆปกคลุมเป็นสิ่งจำเป็นอย่างยิ่ง เพื่อให้การประยุกต์ใช้ภาพถ่ายดาวเทียมเกิดประโยชน์สูงสุดและสามารถทำได้ทุกฤดูกาล

พลังงานความร้อนที่ถ่ายเทสู่อากาศ (sensible heat flux) เป็นตัวแปรในสมการสมดุลพลังงานที่ประเมินได้ยากที่สุด ถึงแม้ว่า งานวิจัยนี้ได้ดำเนินการตามที่วิธี SEBAL ได้เสนอไว้ แต่การตรวจสอบวิเคราะห์แนวทางอื่น ๆ รวมถึงการตรวจสอบความแม่นยำของผลลัพธ์ น่าจะเป็นสิ่งที่ต้องดำเนินการต่อไป เช่นกัน

- การวิจัยประยุกต์สำหรับการบริหารจัดการน้ำชลประทาน

เนื่องจากข้อมูลปริมาณการใช้น้ำของพืชเป็นข้อมูลพื้นฐานที่จำเป็นโดยสามารถนำผลไปใช้ในงานด้านต่าง ๆ อาทิ

- การประเมินผลของการบริหารจัดการน้ำ
- การประเมินสมดุลของน้ำ/บัญชีน้ำ
- การสร้างแบบจำลองทางอุทกวิทยาสำหรับการประเมินแหล่งน้ำต้นทุน
- การสร้างแบบจำลองพืชสำหรับการคาดการณ์ผลผลิต
- การเชื่อมโยงกับปริมาณความชื้นในดินเพื่อใช้ในการวางแผนจัดส่งน้ำ

ถึงแม้ว่าวิธีสำรวจระยะไกลจะมีศักยภาพสูงในการนำไปประยุกต์ใช้ แต่ข้อมูลภาพถ่ายดาวเทียมมีรูปแบบและปริมาณที่ต่างไปจากข้อมูลแบบดั้งเดิมที่ใช้งาน ดังนั้น จึงมีความจำเป็นอย่างยิ่งที่จะต้องทำการศึกษาวิจัยในเรื่องของกระบวนการวิธีที่เหมาะสมและน่าเชื่อถือ สำหรับการนำข้อมูลจากการสำรวจระยะไกลไปใช้งานและการแปลผลลัพธ์ ต่อไป

— การวิจัยและพัฒนาเป็นเครื่องมือเพื่อนำไปใช้ในทางปฏิบัติ

ผลงานวิจัยได้แสดงถึงความเป็นไปได้และความน่าเชื่อถือของการหาอัตราการใช้น้ำของพืชจากภาพถ่ายดาวเทียมโดยใช้หลักสมมูลพลังงาน แต่ด้วยกระบวนการวิธีอันซับซ้อนในการทำงาน นับแต่การจัดเตรียมข้อมูล การประมวลผล และการแปลผลลัพธ์ การนำไปประยุกต์โดยเจ้าหน้าที่ระดับปฏิบัติยังคงเป็นไปได้ยาก

การจะนำวิธีการหาการใช้น้ำของพืชโดยภาพถ่ายดาวเทียมไปใช้สำหรับการปฏิบัติงานประจำวันนั้น สมควรที่จะมีการพัฒนาเครื่องมือเป็นลักษณะของซอฟต์แวร์ในการเตรียมข้อมูลและทำการประมวลผลแบบอัตโนมัติ เพื่อช่วยให้ทำงานได้อย่างสะดวกรวดเร็วและถูกต้อง

บรรณานุกรม

- คณาจารย์ภาควิชาวิศวกรรมชลประทาน. 2546. การวางแผนและออกแบบระบบส่งน้ำชลประทาน. กรุงเทพฯ: สำนักพิมพ์มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์. 250 น.
- ชูพันธุ์ ชมภูจันทร์. 2547. วิธีการสำรวจระยะไกลสำหรับการประเมินการใช้น้ำในนาข้าว: กรณีศึกษา โครงการชลประทานเจ้าพระยาฝั่งตะวันตก. วิทยานิพนธ์ปริญญาโท. กรุงเทพฯ: บัณฑิตวิทยาลัย มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์.
- ไพโรจน์ ตีรณนากุล. 2542. ทฤษฎีพื้นฐานของควอนตัมและสัมพันธภาพ. กรุงเทพฯ: ศูนย์สื่อเสริมกรุงเทพ. 143 น.
- วิบูลย์ บุญยชโรกุล. 2526. หลักการชลประทาน. นครปฐม: ภาควิชาวิศวกรรมชลประทาน มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์ กำแพงแสน. 274 น.
- ศุทธิณี ดนตรี. 2543. ความรู้พื้นฐานด้านการสำรวจระยะไกล. เอกสารประกอบการสอน. เชียงใหม่: ภาควิชาภูมิศาสตร์ คณะสังคมศาสตร์ มหาวิทยาลัยเชียงใหม่.
- สมพร สว่างศ์. 2543. รีโมทเซนซิงเบื้องต้นและกรณีศึกษารีโมทเซนซิง. เชียงใหม่: ภาควิชาภูมิศาสตร์ คณะสังคมศาสตร์ มหาวิทยาลัยเชียงใหม่. 243 น.
- สุนันท์ ตรีณณนิตย์. 2545. การถ่ายเทความร้อน. กรุงเทพฯ: สมาคมส่งเสริมเทคโนโลยี (ไทย-ญี่ปุ่น). 476 หน้า.
- อภิชาติ อนุกุลอำไพ, วิบูลย์ บุญยชโรกุล, วราวุธ วุฒินิชย์, โกวิท ท้วมเสงี่ยม และ มนตรี คำชู. 2524. คู่มือการชลประทานระดับไร่นา. กรุงเทพฯ: สถาบันเทคโนโลยีแห่งเอเชีย. 354 น.
- เอกสิทธิ์ ไชยิตสกุลชัย. 2547. เอกสารประกอบการสอนวิชา 209241 อุทกวิทยา 1. นครปฐม: ภาควิชาวิศวกรรมชลประทาน มหาวิทยาลัยเกษตรศาสตร์ กำแพงแสน.
- Allen, R. G., Pereira, L.S., Raes, D. & Smith M. 1998. **Crop Evapotranspiration: Guidelines for Computing Crop Requirements.** FAO Irrigation and Drainage Paper No 56. Rome: Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO).
- Anderson, K. 2002. **NOAA AVHRR Data Processing Software. User's Guide.** Finland: VTT Information Technology.
- Bastiaanssen, W.G.M., 1998. **Remote Sensing In Water Resources Management : The State of the Art.** Colombo: International Water Management Institute (IWMI). 118 p.
- Bastiaanssen, W.G.M., Menenti, M., Feddes, R.A., & Holtslag, A.A.M. 1998. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation. **Journal of Hydrology**, 212-213: 198-212.

- Bastiaanssen, W.G.M., Molden, D.J., & Makin, I.W. 2000. Remote sensing for irrigated agriculture: examples from research and possible applications. **Agricultural Water Management**, 46: 137-155.
- Becker, F. and Li, Z.L. 1990. Toward a Local Split Window Method Over Land Surface. **International Journal of Remote Sensing**. 3: 369 – 393.
- Binnie&Partners (ovesea), Ltd. et al. 1997. **Chao Phraya Basin Water Management Strategy**. Final Report submitted to NESDB, RID and PCD. Bangkok.
- Brutsaert, W. 1982. **Evaporation into the Atmosphere: Theory, History, and Applications**. Dordrecht: D.Reidel Publishing Company. 298 p.
- Chemin, Y. & Ahmad, M. 2000. **Estimating Evaporation Using the Surface Energy Balance Model (SEBAL). A manual for NOAA-AVHRR in Pakistan**. Report No. R-103. Lahore: International Water Management Institute (IWMI).
- Choudhury, B.J., & DiGirolamo, N.E. 1998. A biophysical process-based estimate of global land surface evaporation using satellite and ancillary data I. Model description and comparison with observations. **Journal of Hydrology**, 205: 164-185.
- D'Souza, G., Belward, A.S. & Malingreau, J., 1993. **Advances in the Use of NOAA-AVHRR Data for Land Application**. Isapra, Italy: Institute of Remote Sensing Application. 479 p.
- Diekkruger, B., Kirkby, M.J. & Schroder, U. (eds.), 1999. **Regionalization in Hydrology**. IAHS Publication No 254. Wallingford: International Association of Hydrological Sciences (IAHS).
- Doorenbos, J. & Pruitt, W.O., 1977. **Crop Water Requirements**. FAO Irrigation and Drainage Paper No 24. Rome: Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO).
- Dubayah, R., P.M. Rich. 1996. GIS-Based Solar Radiation Modeling. In **GIS and Environmental Modeling: Progress and Research Issues**, edited by Goodchild, M.F. et al. (eds.), 129-134. Fort Collins, CO: GIS World Books.
- Eastman, J.E., 1997. **Idrisi for Windows. User's Guide**. Worcester, MA: Clark University.
- Giles D'Souza, Belward, A.S. and Malingreau J.P. 1993. **Advance in the Use of NOAA AVHRR Data for Land Applications**. Dordrecht, the Natherlands. 479 p.
- Goodchild, M.F. et al. (eds.). 1996. **GIS and Environmental Modeling: Progress and Research Issues**. Fort Collins, CO: GIS World Books. 486 p.
- Granger, R.J., 1997. Comparison of surface and satellite-derived estimates of evapotranspiration using a feedback algorithm. In **Applications of Remote Sensing**

- in **Hydrology**. Proc. Symp. No 17, NHRI, Saskatoon, edited by Kite, G.W.; Pietroniro, A. & Pultz, T., p. 71-81. Canada: National Hydrology Research Institute (NHRI).
- Jensen, M.E., Burman, R.D. & Allen, R.G., 1990. **Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements**. ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice No 70. New York, NY : American Society of Civil Engineering (ASCE). 332 p.
- Kerenyi, J. and Putsay, M. 2000. Investigation of Land Surface Temperature Algorithms Using NOAA AVHRR Images. **Advances in Space Research**. 26: 1077 – 1080.
- Kerr, Y.H., Lagouarde, J.P. and Imbernon, J. 1992. Accurate Land Surface Temperature Retrieval from AVHRR Data with Use of an Improved Split Window. **Remote Sensing of Environment**. 41: 197 – 209.
- Kite, G.W., & Droogers, P. 2000a. Comparing Estimates of Actual Evapotranspiration from Satellites, Hydrological Models and Field Data: A Case Study from Western Turkey. **Research Report 42**. Colombo: International Water Management Institute (IWMI).
- Kite, G.W., & Droogers, P. 2000b. Comparing evapotranspiration estimates from satellites, hydrological models and field data. **Journal of Hydrology**, 229: 3-18.
- Kramer, H.J. 1996. **Observation of the Earth and Its Environment: Survey of Missions and Sensors**, 3rd enlarged ed. Berlin: Springer-Verlag. 960 p.
- Kutilek, M & Nielsen, D.R. 1994. **Soil Hydrology**. Cremlingen-Destedt Catena-verlag. 370 p.
- Lillesand, T.M., Kiefer, R.W., and J.W. Chipman. 2004. **Remote Sensing and Image Interpretation**, 5th ed. New York, NY: John Wiley & Sons. 763 p.
- Menenti, M, and Choudhury, B.J. 1993. Parameterization of land surface evaporation by means of location dependent potential evaporation and surface temperature range. p 561-568. In: **Exchange Processes at the Land Surface for a Range of Space and Times Scales**. IAHS Publ. no. 212.
- Monteith, J.L. & Unsworth, M.H. 1990. **Principles of Environmental Physics**, 2nd ed. London: Edward Arnold. 291 p.
- Parodi, G.N. 2002. **AVHRR Hydrological Analysis System. Algorithms and Theory**. Enschede, The Netherlands: WRES Division, International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences (ITC).
- Prata, J.C. and Platt, C.M.R. 1991. **Land Surface Temperature Measurement from the AVHRR**. p 433 – 438. In Proceedings of the 5th AVHRR Data Users' Conference, Tromso, Norway.

- Price, J.C. 1984. Land Surface Temperature Measurements from Split-window Channels of the NOAA 7 Advance Very High Resolution Radiometer. **Journal of Geophysics Research**. 89: 7231 – 7237.
- Roerink, G.J., Su, Z, and Menenti, M. 2000. S-SEBI: A Simple Remote Sensing Algorithm to Estimate the Surface Energy Balance. **Physics and Chemistry of The Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere**. 25(2): 147-157.
- Rosenberg, N.J., Blad, B.L. & Verma, S.B. 1983. **Microclimate: the biological environment**, 2nd ed. New York, NY: John Wiley & Sons.
- Schmugge, T.J., Kustas, W.P., Ritchie, J.C., Jackson, T.J., & Rango, A. 2002. Remote sensing in hydrology. **Advances in Water Resources**, 25: 1367-1385.
- Schultz, G.A. & Engman, E.T. (eds.), 2000. **Remote Sensing in Hydrology and Water Management**. Berlin: Springer. 483 p.
- Shilpakar, R.L. 2003. **Geo-information Procedures for Water Accounting: A Case of The East Rapti River Basin, Nepal**. Master Thesis. International Institute for Geo-information Science and Earth Observation, Enschede, The Netherlands.
- Smith M., 1992. **CROPWAT: A computer program for irrigation planning and management**. FAO Irrigation and Drainage Paper No 46. Rome: Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO).
- Smith, M. et al. 1992. **Report on the Expert Consultation on Revision of FAO Methodologies for Crop Water Requirements**. Rome: Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO). 60 p.
- Sobrino, J.A., Li, Z.L., Stoll, M.P. and Becker, F. 1994. Improvements in the Split-Window Technique for Land Surface Temperature Determination. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**. 32: 243 – 253.
- Ulivieri, C., Castronovo, M.M., Francioni, R. and Cardillo, A. 1994. A Split Window Algorithm for Estimate Land Surface Temperature from Satellites. **Advances in Space Research**. 14: 59 – 65.

ภาคผนวก

รายละเอียดการคำนวณและผลลัพธ์

การหาอัตราการเหยจากภาพถ่ายดาวเทียม

ก. รายละเอียดการคำนวณ

ก.1 ข้อมูลพื้นผิว (Surface Parameters)

ก.1.1 การสะท้อนของพื้นผิว (Surface Albedo)

การหาค่าการสะท้อน ณ ชั้นนอกของบรรยากาศ (albedo at the top of atmosphere (TOA)) ใช้หลักการถ่วงน้ำหนักค่าการสะท้อนในแต่ละแบนด์ของภาพถ่ายดาวเทียม ดังสมการที่ ก-1

$$\alpha_p = C_1 + C_2 \cdot \alpha_1 + C_3 \cdot \alpha_2 + \dots + C_n \cdot \alpha_{n-1} \quad \text{สมการที่ ก-1}$$

โดยที่

α_p = การสะท้อนของพื้นผิวที่ชั้นบนของบรรยากาศโลก

$C_1 \dots C_n$ = ค่าแฟกเตอร์ถ่วงน้ำหนัก (weight factor)

$\alpha_1 \dots \alpha_{n-1}$ = ค่าการสะท้อนรังสีในแต่ละแบนด์ (spectral reflectance)

Valiente และคณะ (1995) ได้แนะนำให้ใช้ค่าแฟกเตอร์ถ่วงน้ำหนักสำหรับภาพถ่าย AVHRR ของดาวเทียม NOAA ดังนี้

$$\alpha_p = 0.035 + 0.545 \cdot \alpha_1 + 0.320 \cdot \alpha_2 \quad \text{สมการที่ ก-2}$$

โดยที่

α_1 = ค่าการสะท้อนรังสีจากแบนด์ที่ 1

α_2 = ค่าการสะท้อนรังสีจากแบนด์ที่ 2

เนื่องจาก พลังงานรังสีแสงอาทิตย์จะถูกดูดกลืนหรือเกิดการแพร่กระจายระหว่างผ่านชั้นบรรยากาศไปบ้าง นอกจากนี้แล้วรังสีแสงอาทิตย์บางส่วนจะสะท้อนผิวบนของบรรยากาศโลกเข้าสู่อุปกรณ์ตรวจวัดบนดาวเทียม ดังแสดงในภาพที่ ก-1 ดังนั้น การหาค่าการสะท้อนของพื้นผิว (surface albedo) จะต้องปรับแก้ความคลาดเคลื่อนเนื่องจากชั้นบรรยากาศ (atmospheric correction) ดังนี้

$$\alpha_0 = \frac{\alpha_p - \alpha_{\text{path_radiance}}}{\tau_{\text{atm}}^2} \quad \text{สมการที่ ก-3}$$

โดยที่

α_0 = ค่าการสะท้อนของพื้นผิว (surface albedo)

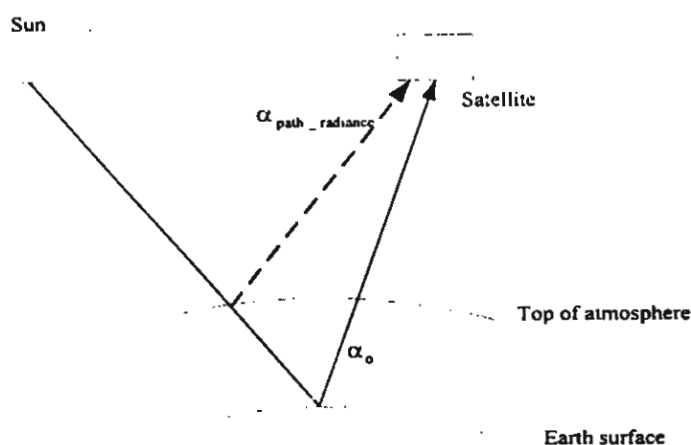
α_p = ค่าการสะท้อนของพื้นผิวที่ระดับวงโคจรของดาวเทียม (planetary albedo)

$\alpha_{\text{path_radiance}}$ = ค่าการสะท้อนของผิวบนของบรรยากาศโลก

τ_{atm} = ค่าการส่งผ่านในหนึ่งทิศทาง

ค่าการสะท้อนผิวบนของบรรยากาศโลก $\alpha_{\text{path_radiance}}$ สามารถประมาณได้จากค่าการสะท้อนของ มหาสมุทรส่วนที่ลึกสุด ซึ่งควรจะเท่ากับ 0 โดยทั่วไป $\alpha_{\text{path_radiance}}$ มีค่าอยู่ระหว่าง 0.025 ถึง 0.04 ส่วน ค่าการส่งผ่านยกกำลังสอง τ_{sw}^2 หมายถึงการส่งผ่านใน 2 ทิศทาง กล่าวคือจากดวงอาทิตย์สู่ผิวโลกและ จากผิวโลกสู่ดาวเทียม ค่าการส่งผ่านสามารถประมาณจากค่าระดับความสูงจากระดับน้ำทะเล z (หน่วย เป็น m) ดังนี้

$$\tau_{\text{sw}} = 0.75 + (2 \times 10^{-5} \times z) \dots\dots\dots \text{สมการที่ ก-4}$$



ภาพที่ ก-1 การตรวจวัดการสะท้อนของพื้นผิว

ก.1.2 ดัชนีพืชพรรณ (Vegetation Index)

การหาค่า Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) จากภาพถ่าย AVHRR ของดาวเทียม NOAA นั้น สามารถทำได้ดังนี้

$$NDVI = \frac{\alpha_2 - \alpha_1}{\alpha_2 + \alpha_1} \dots\dots\dots \text{สมการที่ ก-5}$$

โดยที่

α_1 = ค่าการสะท้อนรังสีจากแบนด์ที่ 1 ของ NOAA-AVHRR

α_2 = ค่าการสะท้อนรังสีจากแบนด์ที่ 2 ของ NOAA-AVHRR

ก.1.3 ค่าการแผ่รังสีของพื้นผิว (Surface Emissivity)

ค่าการแผ่รังสีของพื้นผิว (surface emissivity, ϵ_0) เป็นอัตราส่วนระหว่างพลังงานที่แผ่ออกมาจากวัตถุที่อุณหภูมิพื้นผิวของวัตถุใด ๆ ต่อพลังงานที่แผ่ออกมาจากเทหวัตถุดำที่อุณหภูมิเดียวกัน ซึ่งค่าเฉลี่ยการแผ่รังสีของพื้นผิวในช่วงคลื่นระหว่าง 8 ถึง 14 ไมโครเมตร หาจากค่า NDVI ดังนี้

$$\epsilon_0 = 1.0094 - 0.0047 \cdot \ln(NDVI) \dots\dots\dots \text{สมการที่ ก-6}$$

โดยค่า NDVI จะต้องมียค่ามากกว่า 0 ในกรณีที่ค่า NDVI น้อยกว่าหรือเท่ากับ 0 ค่าการแผ่รังสีของพื้นผิวจะถือว่ามียค่าเป็น 1 (เช่น พื้นผิวน้ำ เป็นต้น) และค่าการแผ่รังสีของพื้นผิวจะมีค่าสูงสุดไม่ต่ำกว่า 0.9

ความสัมพันธ์ระหว่างค่าการแผ่รังสีของพื้นผิวจากแบนด์ที่ 4 (ϵ_4) และแบนด์ที่ 5 (ϵ_5) ของภาพ AVHRR จากการศึกษานของ Sobrino และคณะ (1993) พบว่า

$$\epsilon_4 = \epsilon_0 - 0.03 \dots\dots\dots \text{สมการที่ ก-7}$$

$$\epsilon_5 = \epsilon_0 + 0.01 \dots\dots\dots \text{สมการที่ ก-8}$$

ก.1.4 อุณหภูมิพื้นผิว (Surface Temperature)

วิธีการหาค่าอุณหภูมิพื้นผิวจากภาพถ่าย AVHRR ใช้วิธี Split-window ซึ่งเป็นวิธีที่สามารถลดผลกระทบเนื่องจากไอน้ำและก๊าซต่าง ๆ รวมทั้งการแผ่รังสีจากชั้นบรรยากาศโลก

วิธี Split-window สามารถเขียนเป็นสมการในรูปแบบทั่วไปได้ ดังนี้ (Giles, 1993)

$$T_s = a_0(T_4)^2 + a_1(T_4) + a_2(T_4 \cdot T_5) + a_3(T_5) + a_4(T_5)^2 + \text{offset} \quad \text{สมการที่ ก-9}$$

โดยที่

T_s = อุณหภูมิพื้นผิว (K)

T_4 = ค่า brightness temperature จากแบนด์ที่ 4 ของ NOAA-AVHRR (K)

T_5 = ค่า brightness temperature จากแบนด์ที่ 5 ของ NOAA-AVHRR (K)

Brightness temperature หมายถึง อุณหภูมิที่เทียบเท่ากับค่าความสว่างของพื้นผิว ส่วนค่า a_0 ถึง a_4 เป็นค่าสัมประสิทธิ์ปรับแก้เนื่องจากไอน้ำในชั้นบรรยากาศ หาได้จากการทดลองโดยวิเคราะห์การถดถอย (regression analysis) หรือได้จากการวิเคราะห์และจำลองปริมาณพลังงานที่แผ่ออกมาจากวัตถุที่สามารถส่งผ่านไปในชั้นบรรยากาศ ส่วนค่า offset เป็นค่าสัมประสิทธิ์ปรับแก้เนื่องจากการแผ่รังสีจากพื้นผิวในแบนด์ที่ 4 และ 5

โดยวิธี Split-Window นั้นได้มีผู้ที่ทำการศึกษาและพัฒนาสมการขึ้นมาเป็นจำนวนมาก ดังสรุปในตารางที่ ก-1

ก.1.5 อุณหภูมิที่พื้นผิวอ้างอิง (surface temperature for reference elevation)

อุณหภูมิอากาศจะลดลงโดยเฉลี่ย 6.5 °C ทุกระดับความสูงที่เพิ่มขึ้น 1 กิโลเมตร ในกระบวนการหาค่าการระเหยโดยสมดุลพลังงาน บางครั้ง ต้องใช้อุณหภูมิที่พื้นผิวอ้างอิงหรือที่ระดับเฉลี่ยน้ำทะเล จึงทำการปรับแก้อุณหภูมิตามระดับความสูง z (หน่วยเป็น m) ดังนี้

$$T_0 = T_s + 0.0065 \cdot z \quad \text{สมการที่ ก-10}$$

ตารางที่ ก-1 วิธี Split-window ที่มีการศึกษาพัฒนาและนำมาประยุกต์ใช้งาน

ที่มา	ค่าสัมประสิทธิ์
Price (1984)	$a_0 = 0$
	$a_1 = 4.33 \times \frac{5.5 - \varepsilon_4}{4.5}$
	$a_2 = 0$
	$a_3 = \left(-3.33 \times \frac{5.5 - \varepsilon_4}{4.5} \right) - (0.75 \times \Delta\varepsilon)$
	$a_4 = 0$
	offset = 0
Becker และ Li (1990)	$a_0 = 0$
	$a_1 = 3.63 + \left(2.06808 \times \frac{1 - \varepsilon}{\varepsilon} \right) + \left(18.924 \times \frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon^2} \right)$
	$a_2 = 0$
	$a_3 = -2.63 - \left(1.91192 \times \frac{1 - \varepsilon}{\varepsilon} \right) - \left(19.406 \times \frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon^2} \right)$
	$a_4 = 0$
	offset = 1.274
Prata และ Pratt (1991)	$a_0 = 0$
	$a_1 = \frac{3.46}{\varepsilon_4}$
	$a_2 = 0$
	$a_3 = \frac{-2.46}{\varepsilon_5}$
	$a_4 = 0$
	offset = $\left(40 \times \frac{1 - \varepsilon_4}{\varepsilon_4} \right) + (273.15 \times a_1 \times a_3)$
Ulivieri และคณะ (1994)	$a_0 = 0$
	$a_1 = 2.8$
	$a_2 = 0$
	$a_3 = -1.8$
	$a_4 = 0$
	offset = $[48.(1 - \varepsilon)] - [75.\Delta\varepsilon]$

ตารางที่ ก-1 (ต่อ)

ที่มา	ค่าสัมประสิทธิ์
Vidal (1991)	$a_0 = 0$
	$a_1 = 3.78$
	$a_2 = 0$
	$a_3 = -2.78$
	$a_4 = 0$
	$\text{offset} = \left(50 \times \frac{1-\varepsilon}{\varepsilon} \right) - \left(300 \times \frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon} \right)$
โดย	
ε	= ค่าเฉลี่ยการแผ่รังสีของพื้นผิว มีค่า = $(\varepsilon_4 + \varepsilon_5)/2$
$\Delta\varepsilon$	= $\varepsilon_4 - \varepsilon_5$
ε_4	= ค่าการแผ่รังสีของพื้นผิวจากแบนด์ที่ 4 ของดาวเทียม NOAA
ε_5	= ค่าการแผ่รังสีของพื้นผิวจากแบนด์ที่ 5 ของดาวเทียม NOAA

ก.2 พารามิเตอร์ของสมดุลพลังงาน

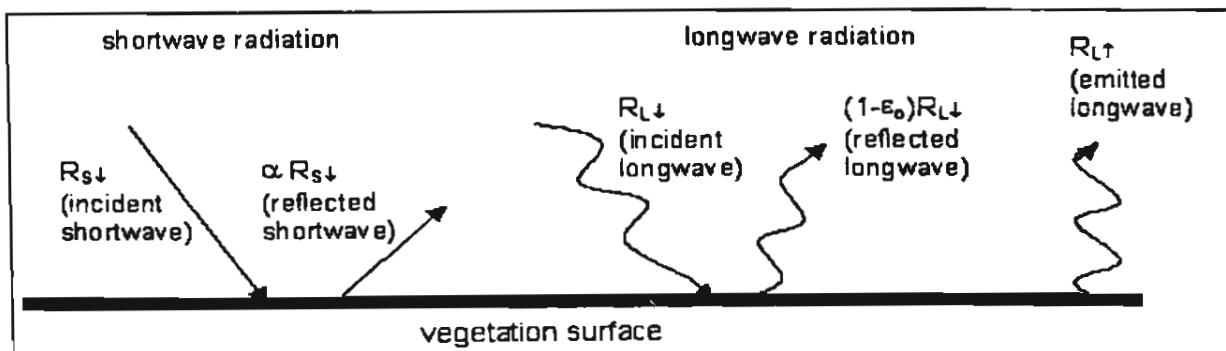
ก.2.1 รังสีแสงอาทิตย์สุทธิ (Net Radiation)

พลังงานรังสีแสงอาทิตย์สุทธิเป็นผลต่างระหว่างพลังงานรังสีแสงอาทิตย์ที่ตกกระทบพื้นผิวกับพลังงานรังสีที่แผ่ออกจากพื้นผิว สามารถหาได้จากสมการสมดุลรังสีที่พื้นผิวโลก (radiation balance) ดังนี้

$$R_n = (1-\alpha) \cdot R_{s\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1-\varepsilon_0) \cdot R_{L\downarrow} \dots\dots\dots \text{สมการที่ ก-11}$$

โดยที่

- R_n = พลังงานรังสีแสงอาทิตย์สุทธิ (net radiation) (W/m^2)
- α = ค่าการสะท้อนของพื้นผิว (surface albedo)
- ε_0 = ค่าการแผ่รังสีของพื้นผิว (surface emissivity)
- $R_{s\downarrow}$ = พลังงานรังสีแสงอาทิตย์คลื่นสั้นที่ตกกระทบพื้นผิว (incoming shortwave radiation) (W/m^2)
- $R_{L\downarrow}$ = พลังงานรังสีแสงอาทิตย์คลื่นยาวที่ตกกระทบพื้นผิว (incoming longwave radiation) (W/m^2)
- $R_{L\uparrow}$ = พลังงานรังสีแสงอาทิตย์คลื่นยาวที่สูญเสียจากพื้นผิว (outgoing longwave radiation) (W/m^2)



ภาพที่ ก-2 สมดุลพลังงานรังสีแสงอาทิตย์ที่ผิวโลก

(ก) รังสีแสงอาทิตย์คลื่นสั้นที่ตกกระทบพื้นผิว (Incoming Shortwave Radiation)

ค่าพลังงานรังสีแสงอาทิตย์คลื่นสั้นที่ตกกระทบพื้นผิว (incoming shortwave radiation) หาได้ดังนี้

$$R_{sl} = G_{sc} \cdot \cos(\theta) \cdot d_r \cdot \tau_{sw} \dots\dots\dots \text{สมการที่ ก-12}$$

โดยที่

G_{sc} = พลังงานแสงอาทิตย์ที่ตกกระทบบรรยากาศโลกชั้นบนสุด
เป็นค่าคงที่มีค่า 1367 W/m^2

θ = มุมเอียงรังสีแสงอาทิตย์เมื่อเทียบกับแนวแกนเส้นตรงศีรษะบนท้องฟ้า (radian)

d_r = ส่วนกลับของระยะทางระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์ $d_r = 1 + 0.033 \cdot \cos\left(\frac{J \times 2\pi}{365}\right)$
โดย J คือ วันที่นับจากวันที่ 1 มกราคมของปี มีค่าระหว่าง 1 (1 ม.ค.) ถึง 365 หรือ 366 (31 ธ.ค.)

τ_{sw} = ค่าการส่งผ่านในหนึ่งทิศทาง

ค่า cosine ของมุมเอียงรังสีแสงอาทิตย์เมื่อเทียบกับแนวแกนเส้นตรงศีรษะบนท้องฟ้า (θ) หาได้เป็น 2 กรณี

— กรณีพื้นที่ราบ ค่า cosine ของมุมเอียงรังสีแสงอาทิตย์เมื่อเทียบกับแนวแกนเส้นตรงศีรษะบนท้องฟ้า ($\cos(\theta)$) คำนวณได้จากสมการที่ ก-13 โดยค่าของมุมทั้งหมดมีหน่วยเป็น radian

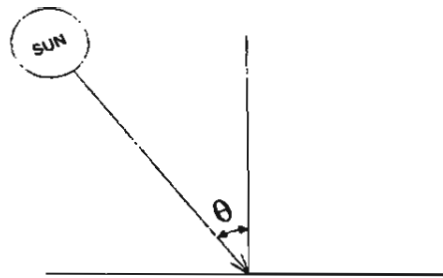
$$\cos\theta = \sin(\delta) \cdot \sin(\phi) + \cos(\delta) \cdot \cos(\phi) \cdot \cos(\omega) \dots\dots\dots \text{สมการที่ ก-13}$$

โดยที่

δ = มุมเบนของดวงอาทิตย์ตามฤดูกาล หาได้จาก $\delta = 0.409 \sin\left(\frac{2\pi J}{365} - 1.39\right)$ โดยค่าจะเป็นบวกในซีกโลกเหนือช่วงฤดูร้อน

ϕ = ตำแหน่งละติจูด มีค่าเป็นบวกสำหรับซีกโลกเหนือ

ω = มุมของดวงอาทิตย์ตามเวลา (sunset hour angle) โดยกำหนดให้ ω เท่ากับ 0 ในเวลาเที่ยงตรง, ω จะมีค่าเป็นบวกในช่วงเช้า และมีค่าเป็นลบในช่วงบ่าย



ภาพที่ ก-3 มุมเอียงรังสีแสงอาทิตย์เมื่อเทียบกับแนวแกนเส้นตรงศีรษะบนท้องฟ้า

- กรณีพื้นที่มีความลาดชัน ดังภาพที่ ก-4 จะนำค่าความลาดชัน (slope, s) และ ทิศทางของความลาดชัน (aspect, γ) มาพิจารณา ค่า $\cos(\theta)$ สามารถคำนวณได้ตามสมการที่ ก-14

$$\begin{aligned} \cos\theta = & \sin(\delta) \cdot \sin(\phi) \cdot \cos(s) \\ & - \sin(\delta) \cdot \cos(\phi) \cdot \sin(s) \cdot \cos(\gamma) \\ & + \cos(\delta) \cdot \cos(\phi) \cdot \cos(s) \cdot \cos(\omega) \quad \dots\dots\dots \text{สมการที่ ก-14} \\ & + \cos(\delta) \cdot \sin(\phi) \cdot \sin(s) \cdot \cos(\gamma) \cdot \cos(\omega) \\ & + \cos(\delta) \cdot \sin(\phi) \cdot \sin(s) \cdot \sin(\gamma) \cdot \sin(\omega) \end{aligned}$$

โดยที่

s = ความลาดชันของพื้นที่ (slope) โดยค่า s เท่ากับ 0 กรณีที่เป็นที่ราบ และ $s = \pi/2$ กรณีพื้นที่อยู่ในแนวตั้ง (s จะมีค่าเป็นบวกเสมอ)

γ = ทิศทางความลาดชัน (aspect) โดย γ กำหนดให้เท่ากับ 0 กรณีพื้นที่ลาดเอียงไปในทิศใต้, γ จะมีค่าเป็นบวกถ้าทิศทางความลาดชันไปทางทิศตะวันตก และเป็นลบในทิศตะวันออก ส่วนทิศเหนืออาจเป็นได้ทั้ง π และ $-\pi$



ภาพที่ ก-4 มุมเอียงรังสีแสงอาทิตย์เมื่อเทียบกับแนวแกนเส้นตรงศีรษะบนท้องฟ้า
กรณีที่พื้นที่มีความลาดชัน

(ข) รังสีช่วงคลื่นยาวที่ตกกระทบพื้นผิว (Incoming Longwave Radiation)

ค่ารังสีช่วงคลื่นยาวที่ตกกระทบพื้นผิว (incoming longwave radiation) หาได้ดังนี้

$$R_{L\downarrow} = 1.08 \cdot (-\ln(\tau_{sw}))^{0.265} \cdot \sigma \cdot T_{0ref}^4 \dots\dots\dots \text{สมการที่ ก-15}$$

โดยที่

τ_{sw} = ค่าการส่งผ่านในหนึ่งทิศทาง

σ = ค่าคงที่ของ Stefan-Boltzmann เท่ากับ $5.6697 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$

T_{0ref} = อุณหภูมิพื้นผิว ณ จุดอ้างอิง (K)

อุณหภูมิพื้นผิว ณ จุดอ้างอิง คือ อุณหภูมิพื้นผิวของจุดภาพ ณ ตำแหน่งที่คาดว่าจะมีพืชไม่มีการขาดน้ำ (well-irrigated pixel) ขณะบันทึกภาพ ซึ่งถือว่าเป็นตำแหน่งที่อุณหภูมิอากาศ และอุณหภูมิพื้นผิว เท่ากัน

(ค) รังสีช่วงคลื่นยาวที่สูญเสียจากพื้นผิว (Outgoing Longwave Radiation)

ค่ารังสีช่วงคลื่นยาวที่สูญเสียจากพื้นผิว (outgoing longwave radiation) หาได้ดังนี้

$$R_{L\uparrow} = \epsilon_o \cdot \sigma \cdot T_o^4 \dots\dots\dots \text{สมการที่ ก-16}$$

โดยที่

ϵ_o = ค่าการแผ่รังสีของพื้นผิว (surface emissivity)

T_o = อุณหภูมิพื้นผิว (K)

ก.2.2 ความร้อนที่ถ่ายเทสู่ในดิน (Soil Heat Flux)

การถ่ายเทความร้อนในดินนั้นไม่สามารถคำนวณได้โดยตรงจากภาพถ่ายดาวเทียม ทั้งนี้เนื่องจากไม่ทราบค่าสัมประสิทธิ์การนำความร้อนของดินและอุณหภูมิของดินที่อยู่ลึกลงไป ดังนั้น จึงใช้การประมาณอัตราส่วนระหว่างความร้อนในดินและรังสีแสงอาทิตย์สุทธิ ดังสมการที่ ก-17

$$\Gamma = \frac{G_o}{R_n} = \Gamma' \cdot \Gamma'' \dots\dots\dots \text{สมการที่ ก-17}$$

โดยที่

Γ = อัตราส่วนระหว่างความร้อนในดินและรังสีแสงอาทิตย์สุทธิ

G_o = ความร้อนในดิน

R_n = รังสีแสงอาทิตย์สุทธิ

Γ' = ค่า proportion factor

Γ'' = ค่า extinction factor

— ค่า proportion factor คำนวณตามสมการดังนี้

$$\Gamma' = \frac{T_o}{r_o} \times (0.0032 \cdot r_o + 0.0062 \cdot (r_o)^2) \dots\dots\dots \text{สมการที่ ก-18}$$

โดย

T_o = อุณหภูมิพื้นผิว (K)

r_o = ค่าเฉลี่ยการสะท้อนแสงที่พื้นผิวเฉลี่ยรายวัน (daily average) มีค่าเท่ากับ $1.1 \times \alpha_o$ ซึ่ง α_o เป็นค่าการสะท้อนแสงที่พื้นผิวขณะถ่ายภาพ (instantaneous value)

— ค่า extinction factor คำนวณจากดัชนีพืชพรรณ (NDVI) ตามสมการดังนี้

$$\Gamma'' = 1 - (0.978 \times \text{NDVI})^4 \dots\dots\dots \text{สมการที่ ก-19}$$

จากสมการที่ ก-17 สามารถจัดรูปสมการใหม่ได้ดังนี้

$$G_o = R_n \times \Gamma = R_n \times \Gamma' \times \Gamma'' \dots\dots\dots \text{สมการที่ ก-20}$$

จากสมการที่ ก-18 และสมการที่ ก-19 สามารถคำนวณค่าความร้อนในดินได้ ดังสมการที่ ก-21

$$G_o = R_n \times \frac{T_o}{r_o} \times (0.0032 \cdot r_o + 0.0062 \cdot (r_o)^2) \times (1 - 0.978 \cdot \text{NDVI}^4) \dots\dots\dots \text{สมการที่ ก-21}$$

ก.2.3 ความร้อนที่ถ่ายเทสู่อากาศ (sensible heat flux)

ความร้อนที่ถ่ายเทสู่อากาศหรือความร้อนที่รู้สึกได้ มาจากสมการการพาความร้อนของอากาศ โดยมีสมการดังนี้

$$H = \frac{\rho_{\text{air}} \times C_{p_{\text{air}}} \times dT}{r_{\text{ah}}} \dots\dots\dots \text{สมการที่ ก-22}$$

โดยที่

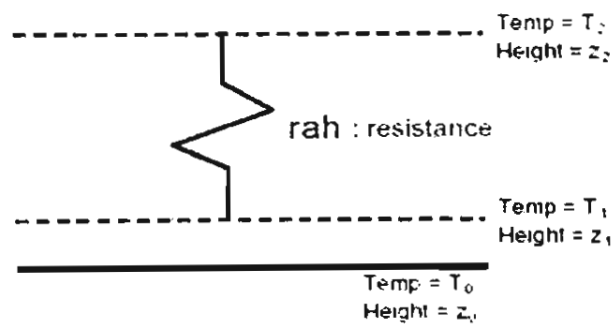
H = ความร้อนที่ถ่ายเทสู่อากาศ (sensible heat flux)

ρ_{air} = ความหนาแน่นของอากาศ (air density) มาจาก $\rho_{\text{air}} = \frac{1000 \times P}{1.01 \times T_a \times 287}$ โดย T_a คือ อุณหภูมิอากาศ (K) มาจาก $T_a - dT$ และ P คือ ความดันบรรยากาศ ที่เปลี่ยนแปลงตามระดับความสูงจากน้ำทะเลปานกลาง z ตามสมการ $101.3 \times \left(\frac{293 - 0.0065z}{293} \right)^{5.26}$

$C_{p_{\text{air}}}$ = ความจุความร้อนจำเพาะของอากาศ (มีค่า 1,004 J/Kg/K)

r_{ah} = ค่าความต้านทานของอากาศในการพาความร้อน (aerodynamic resistance to heat transport)

dT = ผลต่างระหว่างอุณหภูมิพื้นผิวกับอุณหภูมิอากาศ ($T_s - T_a$)



ภาพที่ ก-5 ค่าความต้านทานของอากาศในการพาความร้อน (r_{ah})

จากสมการที่ ก-23 ตัวแปรไม่ทราบค่า ได้แก่ ความต้านทานของอากาศในการพาความร้อน (r_{ah}) ซึ่งเทอมนี้จำเป็นต้องใช้ค่า H ทางด้านซ้ายของสมการมาคำนวณ ทำให้ไม่สามารถแก้สมการได้โดยตรง กระบวนวิธี SEBAL ได้เสนอขั้นตอนการคำนวณไว้ดังนี้

(ก) การสมมติค่าความต้านทานของอากาศในการพาความร้อน (r_{ah})

การสมมติค่าความต้านทานของอากาศในการพาความร้อน (r_{ah}) ดังในภาพที่ ก-5 ซึ่งคำนวณได้จากสมการที่ ก-23

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u_* \times k} \dots\dots\dots \text{สมการที่ ก-23}$$

โดย

z = ระดับความสูง z_1 และ z_2 เหนือพื้นผิว ($z_1 = 0.1 \text{ m}; z_2 = 2 \text{ m}$)

k = ค่าคงที่ของ von Karman (มีค่า = 0.41)

u_* = ค่า friction velocity

- การหาค่า friction velocity (u_*) ณ สถานีตรวจอากาศ ตามวิธี SEBAL ต้องการข้อมูลความเร็วลมที่ตรวจวัดได้จริง ซึ่งหาได้จาก $u_* = \frac{u_x \times k}{\ln(z_x/z_{om})}$

โดย u_x เป็นความเร็วลมที่ตรวจวัดได้จริงจากสถานีตรวจอากาศ (m/s), z_x เป็นระดับความสูงของอุปกรณ์ที่ตรวจวัดความเร็วลม (m) และ z_{om} เป็นค่าความขรุขระของพื้นผิว (surface roughness) มีค่าประมาณ 0.123 เท่าของความสูงเฉลี่ยของพืชพรรณรอบบริเวณสถานีตรวจวัดอากาศ $0.123 \times (H)$ (หน่วยเป็น m)

- ค่าความเร็วลมที่ระดับความสูง 200 เมตร (u_{200m}) ถือได้ว่าความเร็วลมที่ระดับความสูงนี้ไม่มีผลกระทบจากความขรุขระของพื้นผิว (surface roughness) ดังนั้น จึงมีค่าเท่ากันตลอดทั้งพื้นที่ ซึ่งคำนวณได้จาก $u_{200m} = \frac{u_* \times \ln(200/z_{om})}{k}$

- การหาค่า friction velocity ที่ pixel ต่าง ๆ ($u_*(x,y)$) ซึ่งหาได้จาก $u_* = \frac{u_{200m} \times k}{\ln(200, Z_{um})}$

โดยใช้ u_{200m} จากขั้นตอนก่อนหน้านี้ และ ส่วน z_{om} หาจาก $z_{om} = \exp(a \times NDVI - b)$ (หน่วยเป็น m) โดย a มีค่าใกล้เคียง 1 ในพื้นที่ราบ และ 5.5 ในพื้นที่ภูเขา ส่วน b มีค่าประมาณ 3.3

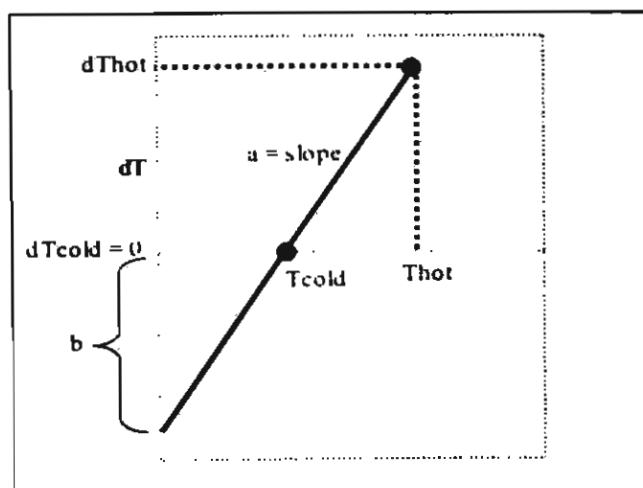
(ข) การหาพลังงานความร้อนที่ถ่ายเทสู่อากาศ

การหาพลังงานความร้อนที่ถ่ายเทสู่อากาศ ต้องทำการกำหนดพื้นที่อ้างอิงสองลักษณะ ได้แก่ บริเวณที่ชุ่มชื้น และบริเวณที่แห้ง

- บริเวณที่ชุ่มชื้น (wet pixel) ถือว่าเป็นพื้นที่ซึ่งพลังงานที่ได้รับทั้งหมดถูกใช้ในการระเหยน้ำ $\lambda E = (R_n - G)$ หรือ $H = 0$
- บริเวณที่แห้ง (dry pixel) ถือว่าเป็นพื้นที่ซึ่งไม่มีการระเหยของน้ำ ($\lambda E = 0$) พลังงานที่ได้รับทั้งหมดถูกถ่ายเทสู่อากาศเป็นความร้อนที่รู้สึกได้ ($H = (R_n - G)$)

การเลือกบริเวณที่ชุ่มชื้น และบริเวณที่แห้ง ใช้ข้อมูลอุณหภูมิพื้นผิวที่มีการปรับแก้ระดับความสูงมาที่ระดับอ้างอิง โดยเลือกบริเวณที่มีบริเวณอุณหภูมิต่ำสุด (T_{cold}) สำหรับที่ชุ่มชื้น (wet pixel) และอุณหภูมิสูงสุด (T_{hot}) สำหรับบริเวณที่แห้ง (dry pixel)

- จากข้อมูล $(R_n - G)$ ที่ตำแหน่ง T_{hot} สามารถประมาณค่า $H = (R_n - G)$ สำหรับ dry pixel ได้
- ผลต่างระหว่างอุณหภูมิพื้นผิวกับอุณหภูมิอากาศ dT ที่ dry pixel หาได้จาก
$$dT = \frac{H \times r_{ah}}{\rho_{air} \times Cp_{air}}$$
- การหาค่า dT สำหรับ pixel อื่น ๆ กระทำโดยตั้งสมมติฐานว่าค่า dT มีความสัมพันธ์เชิงเส้นกับค่า T_0 ดังแสดงในภาพที่ ก-6 ดังนั้น เมื่อทราบ เมื่อทราบ T_0 ก็สามารถหา dT ได้จากสมการ $dT = aT_0 + b$ โดยสัมประสิทธิ์ของสมการหาจากข้อมูล T_{cold} , T_{hot} , และ dT ที่ dry pixel
- เมื่อทราบ dT ของทุก pixel ก็สามารถคำนวณหา H ได้จาก $H = \frac{\rho_{air} \times Cp_{air} \times dT}{r_{ah}}$



ภาพที่ ก-6 การหาค่าผลต่างระหว่างอุณหภูมิพื้นผิวกับอุณหภูมิอากาศ

(ค) การปรับแก้ค่าความต้านทานของอากาศในการพาความร้อน (r_{ah})

ค่า H เริ่มต้นที่คำนวณได้จาก r_{ah} สมมติขั้นนั้นยังไม่ใช้ค่าที่ถูกต้อง ในการคำนวณจะต้องคำนวณซ้ำโดยทำการปรับแก้ค่า r_{ah} ใหม่ แล้วจึงย้อนกลับไปหา H ตามขั้นตอนก่อนหน้านี้ซ้ำประมาณ 5 รอบจึงจะได้ ค่า H ที่ถูกต้อง

ค่าปรับแก้ (stability correction factor, $\Psi_{h(z)}$) จะถูกเพิ่มเข้ามาในสมการ r_{ah} ดังสมการที่ ก-24

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \Psi_{h(z_2)} + \Psi_{h(z_1)}}{u_* \times k} \quad \text{สมการที่ ก-24}$$

ในการคำนวณวิธี SEBAL ถือว่าค่า $\Psi_{h(z_1)}$ จะมีค่าน้อยมาก สามารถเขียนสมการใหม่ได้เป็น

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \Psi_{h(z_2)}}{u_* \times k} \quad \text{สมการที่ ก-25}$$

ค่า friction velocity (u_*) หาจาก $u_* = \frac{u_{200m} \times k}{\ln(200 \cdot z_{om}) - \Psi_{h(200m)}}$

การหาค่าปรับแก้ (stability correction factor, $\Psi_{h(z)}$) นั้นจะขึ้นกับค่า Monin-Obukov length (L) ซึ่งหาจาก $L = -\frac{\rho_{air} \times Cp_{air} \times u_*^3 \times T_0}{k \times g \times H}$ ถ้า L มีค่าเป็นลบถือว่าเป็นสภาพไม่เสถียร (unstable condition) ถ้าเป็นบวกถือว่าเป็นสภาพเสถียร (stable condition) ซึ่งสามารถเลือกคำนวณค่าปรับแก้ได้จากตารางที่ ก-2

ตารางที่ ก-2 สมการสำหรับการคำนวณค่าปรับแก้ (stability correction factor, $\Psi_{h(z)}$)

$L \leq 0$ (unstable condition)	$L > 0$ (stable condition)
$\Psi_{h(z_2)} = 2 \cdot \ln\left(\frac{1 + x_{(z_2)}^2}{2}\right)$	$\Psi_{h(z_2)} = -5 \cdot \left(\frac{z_2}{L}\right)$
$\Psi_{h(200m)} = 2 \cdot \ln\left(\frac{1 + x_{(200m)}}{2}\right) + \ln\left(\frac{1 + x_{(200m)}^2}{2}\right) - 2 \cdot \arctan(x_{(200m)}) + 0.5 \cdot \pi$	$\Psi_{h(200m)} = -5 \cdot \left(\frac{z_2}{L}\right)$

โดย x หาจาก $x_{(height)} = \left(1 - 16 \cdot \frac{(height)}{L}\right)^{0.25}$ และ height เท่ากับระดับความสูง z_2 หรือ 200 เมตร

ก.3 อัตราการใช้ น้ำของพืชเฉลี่ยตลอดวัน (24-h evapotranspiration)

การคำนวณค่าการใช้ น้ำของพืชในรอบ 24 ชั่วโมง คำนวณจากสมการที่ ก-26 ดังนี้

$$ET_{24} = \frac{86,400 \times EF \times (R_{n24} - G_{24})}{\lambda} \dots\dots\dots \text{สมการที่ ก-26}$$

โดยที่

- ET_{24} = การใช้ น้ำของพืชที่แท้จริงในรอบ 24 ชั่วโมง (mm/day)
 EF = ค่าสัดส่วนการระเหย (evaporative fraction)
 R_{n24} = รังสีแสงอาทิตย์สุทธิในรอบ 24 ชั่วโมง (W/m^2)
 G_{24} = ความร้อนในดินสุทธิในรอบ 24 ชั่วโมง (W/m^2) (กรณีคิดเป็นรายวันมีค่าประมาณ 0)
 λ = ความร้อนแฝงของการระเหย (J/Kg) หาจาก $\lambda = [2.501 - 0.00236(T_o)] \times 10^6$ โดย T_o คือ อุณหภูมิพื้นผิวที่ปรับแก้ตามระดับความสูง (K)

— รังสีแสงอาทิตย์สุทธิในรอบ 24 ชั่วโมง (R_{n24}) คำนวณได้ตามสมการ ดังนี้

$$R_{n24} = [(1 - \alpha_o) \times (R_{a24} \times \tau_{sw})] - 110\tau_{sw} \dots\dots\dots \text{สมการที่ ก-27}$$

โดยที่

- α_o = ค่าการสะท้อนแสงที่พื้นผิว
 R_{a24} = รังสีแสงอาทิตย์ที่นอกบรรยากาศโลกในรอบ 24 ชั่วโมง
 τ_{sw} = ค่าการส่งผ่านในหนึ่งทิศทาง

— รังสีแสงอาทิตย์ที่นอกบรรยากาศโลกในรอบ 24 ชั่วโมง (R_{a24}) คำนวณได้ตามสมการดังนี้

$$R_{a24} = \frac{24 \cdot (60)}{\pi} \cdot G_{sc} \cdot d_r [\omega_s \cdot \sin(\varphi) \cdot \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cdot \cos(\delta) \cdot \sin(\omega_s)] \dots\dots\dots \text{สมการที่ ก-28}$$

โดยที่

- G_{sc} = พลังงานแสงอาทิตย์ที่ตกกระทบบรรยากาศโลกชั้นบนสุด (เป็นค่าคงที่มีค่า $0.0820 \text{ MJ m}^{-2} \text{ min}^{-1}$)
 d_r = ส่วนกลับของระยะทางระหว่างโลกกับดวงอาทิตย์ (inverse relative distance Earth-Sun, d_r) หาจาก $d_r = 1 + 0.33 \cdot \cos\left(\frac{2\pi}{365} \cdot J\right)$ โดย J คือ วันที่นับจากวันที่ 1 มกราคมของปี มีค่าระหว่าง 1 (1 ม.ค.) ถึง 365 (31 ธ.ค.)
 φ = ละติจูด, หน่วย radian
 δ = มุมเบนของดวงอาทิตย์ตามฤดูกาล (solar declination) หาจาก $\delta = 0.409 \cdot \sin\left(\frac{2\pi}{365} \cdot J - 1.39\right)$ หน่วยเป็น radian
 ω_s = มุมของดวงอาทิตย์ตามเวลา (sunset hour angle) หาจาก $\omega_s = \arccos[-\tan(\varphi) \cdot \tan(\delta)]$ หน่วยเป็น radian

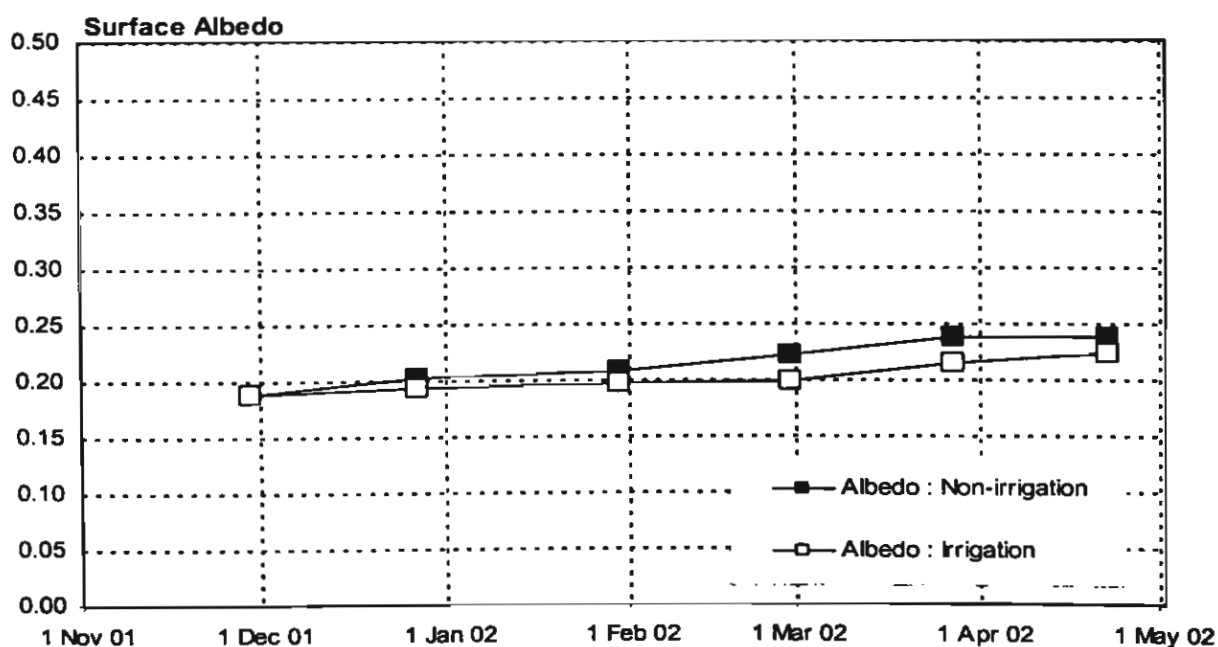
ข. ผลการคำนวณ

ข.1 พารามิเตอร์พื้นผิว (Surface Parameters)

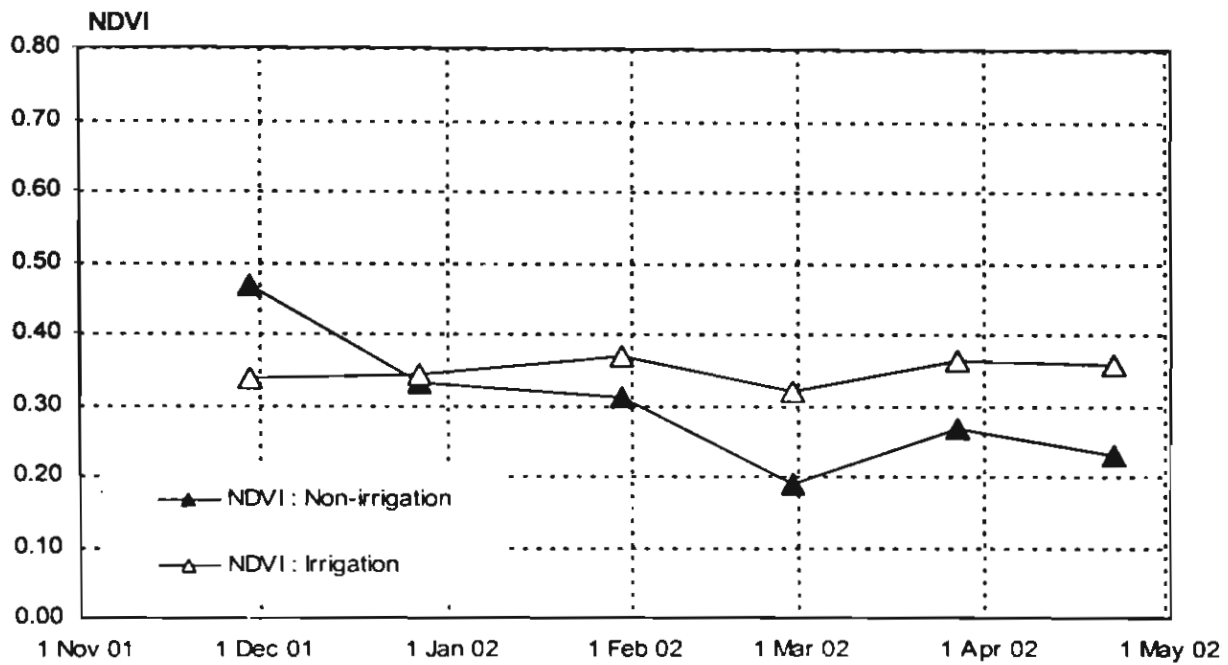
พารามิเตอร์ของพื้นผิวที่จำเป็นสำหรับการนำไปประเมินพารามิเตอร์อื่น ๆ ต่อไป ประกอบไปด้วย ค่าการสะท้อนของพื้นผิว (surface albedo) ดัชนีพืชพรรณ (vegetation index) และอุณหภูมิพื้นผิว (surface temperature)

ตารางที่ ข-1 ค่าพารามิเตอร์พื้นผิว (surface parameters)
จำแนกตามพื้นที่ในเขตชลประทาน (irrigation) และนอกเขตชลประทาน (non-irrigation)

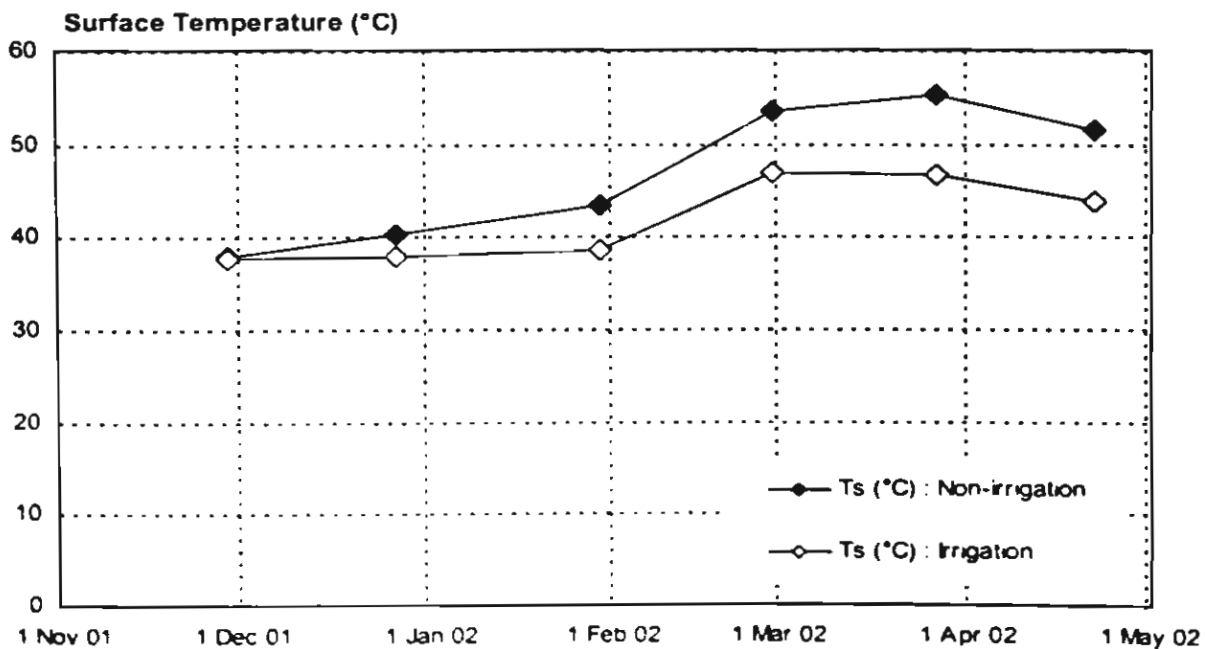
DATE	Albedo		NDVI		Ts (°C)	
	Non-irrigation	Irrigation	Non-irrigation	Irrigation	Non-irrigation	Irrigation
29 Nov 01	0.19	0.19	0.47	0.34	37.87	37.62
27 Dec 01	0.20	0.19	0.33	0.34	40.30	37.92
30 Jan 02	0.21	0.20	0.31	0.37	43.37	38.49
28 Feb 02	0.22	0.20	0.19	0.32	53.36	46.93
27 Mar 02	0.24	0.21	0.27	0.36	55.18	46.57
22 Apr 02	0.24	0.22	0.23	0.36	51.49	43.76



ภาพที่ ข-1 การเปลี่ยนแปลงเฉลี่ยของค่าการสะท้อนของพื้นผิว
จำแนกตามพื้นที่ในเขตชลประทาน (Irrigation) และนอกเขตชลประทาน (non-Irrigation)



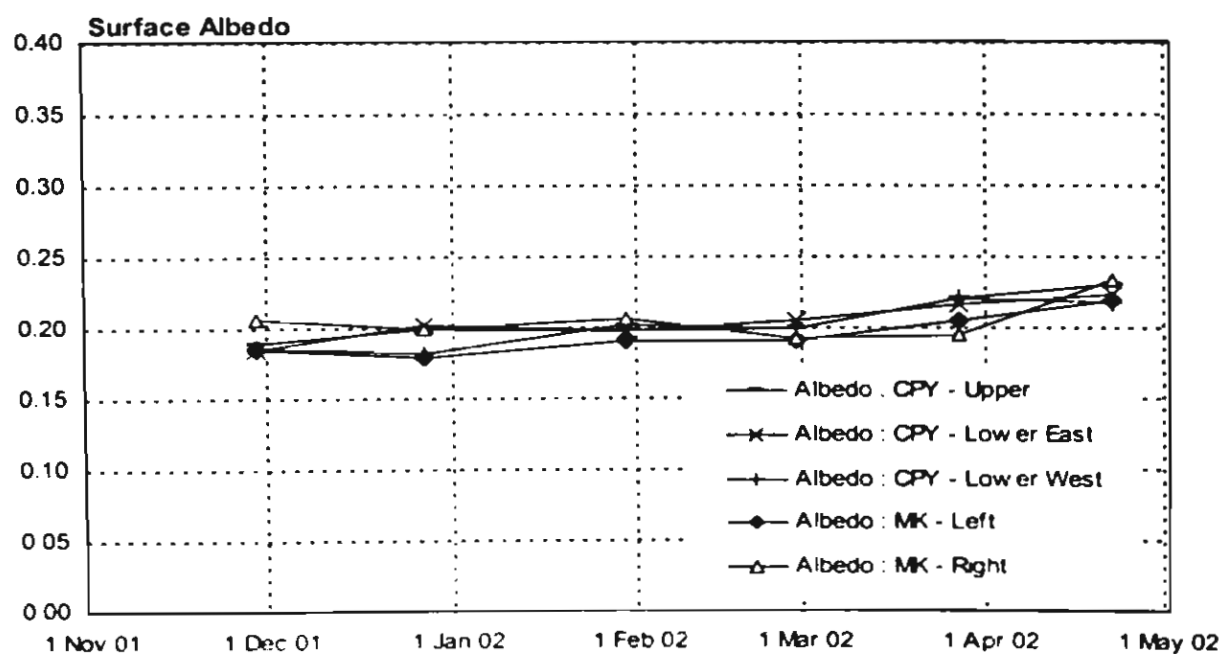
ภาพที่ ข-2 การเปลี่ยนแปลงเฉลี่ยของดัชนีพืชพรรณ (NDVI)
จำแนกตามพื้นที่ในเขตชลประทาน (irrigation) และนอกเขตชลประทาน (non-irrigation)



ภาพที่ ข-3 การเปลี่ยนแปลงเฉลี่ยของอุณหภูมิพื้นผิว
จำแนกตามพื้นที่ในเขตชลประทาน (irrigation) และนอกเขตชลประทาน (non-irrigation)

ตารางที่ ข-2 ค่าการสะท้อนของพื้นผิว (surface albedo) แยกตามกลุ่มของโครงการชลประทานหลัก

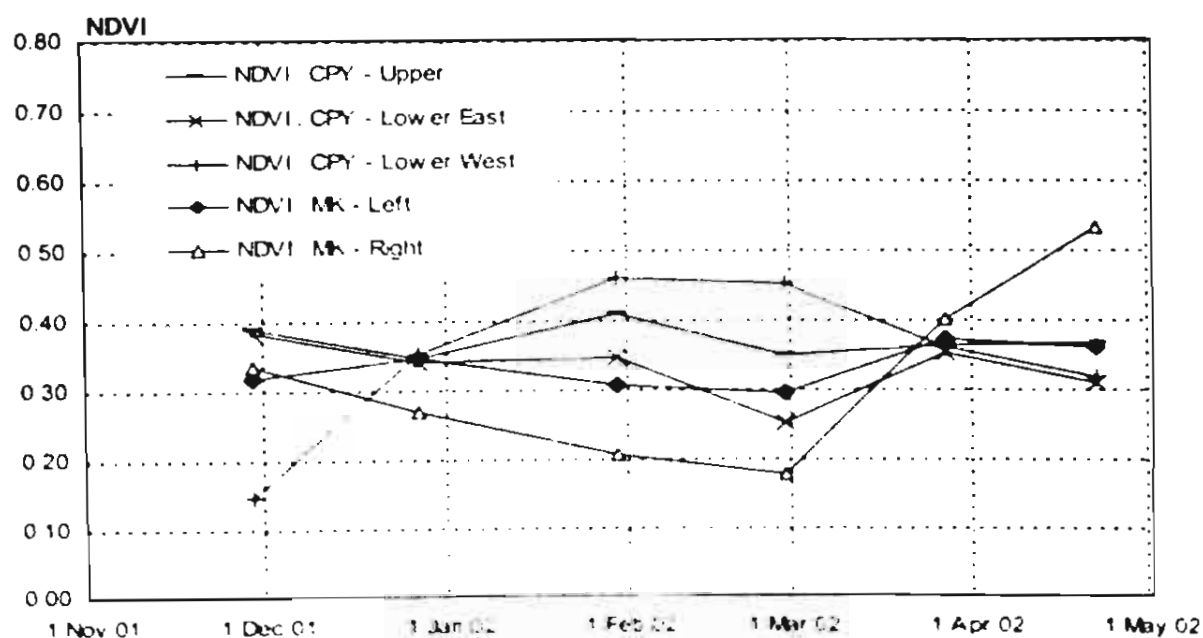
DATE	Surface Albedo				
	Upper Chao Phraya	Lower Chao Phraya East Bank	Lower Chao Phraya West Bank	Mae Klong Left Bank	Mae Klong Right Bank
29 Nov 01	0.19	0.18	0.19	0.18	0.21
27 Dec 01	0.20	0.20	0.18	0.18	0.20
30 Jan 02	0.20	0.20	0.20	0.19	0.21
28 Feb 02	0.20	0.20	0.20	0.19	0.19
27 Mar 02	0.22	0.22	0.22	0.20	0.19
22 Apr 02	0.23	0.22	0.22	0.22	0.23



ภาพที่ ข-4 การเปลี่ยนแปลงเฉลี่ยของค่าการสะท้อนของพื้นผิว
แยกตามกลุ่มของโครงการชลประทานหลัก

ตารางที่ ข-3 ดัชนีพืชพรรณ (NDVI) แยกตามกลุ่มของโครงการชลประทานหลัก

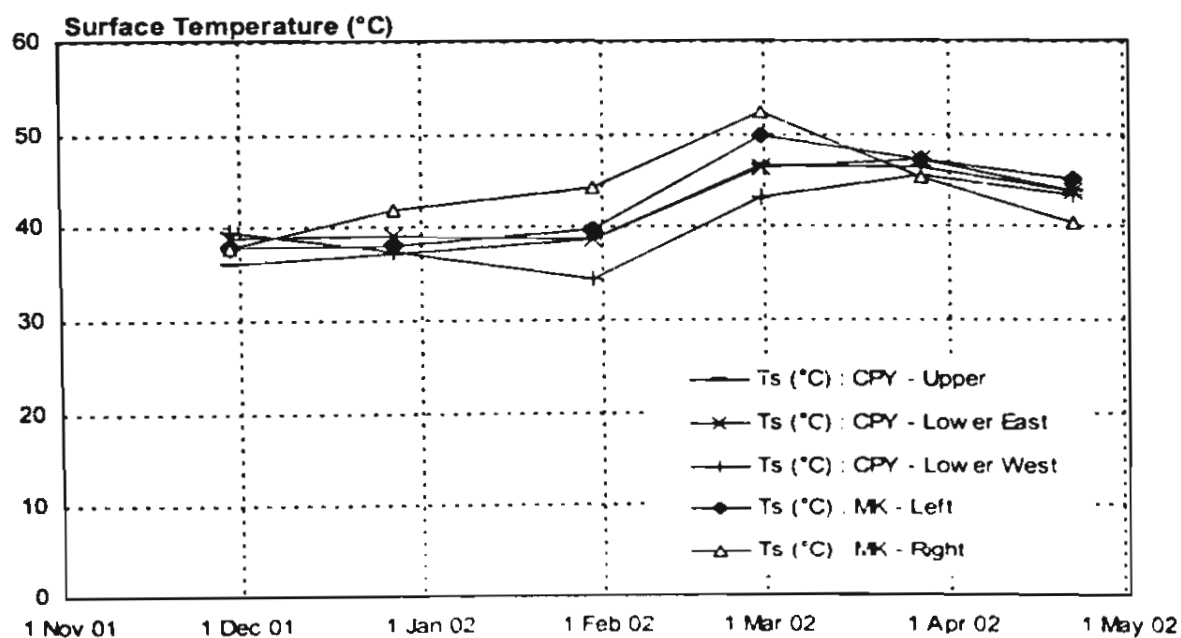
DATE	Normalized Difference Vegetation Index (NDVI)				
	Upper Chao Phraya	Lower Chao Phraya East Bank	Lower Chao Phraya West Bank	Mae Klong Left Bank	Mae Klong Right Bank
29 Nov 01	0.39	0.38	0.14	0.32	0.33
27 Dec 01	0.35	0.34	0.35	0.35	0.27
30 Jan 02	0.41	0.35	0.46	0.31	0.21
28 Feb 02	0.35	0.25	0.45	0.29	0.18
27 Mar 02	0.36	0.35	0.36	0.37	0.40
22 Apr 02	0.36	0.31	0.32	0.36	0.53



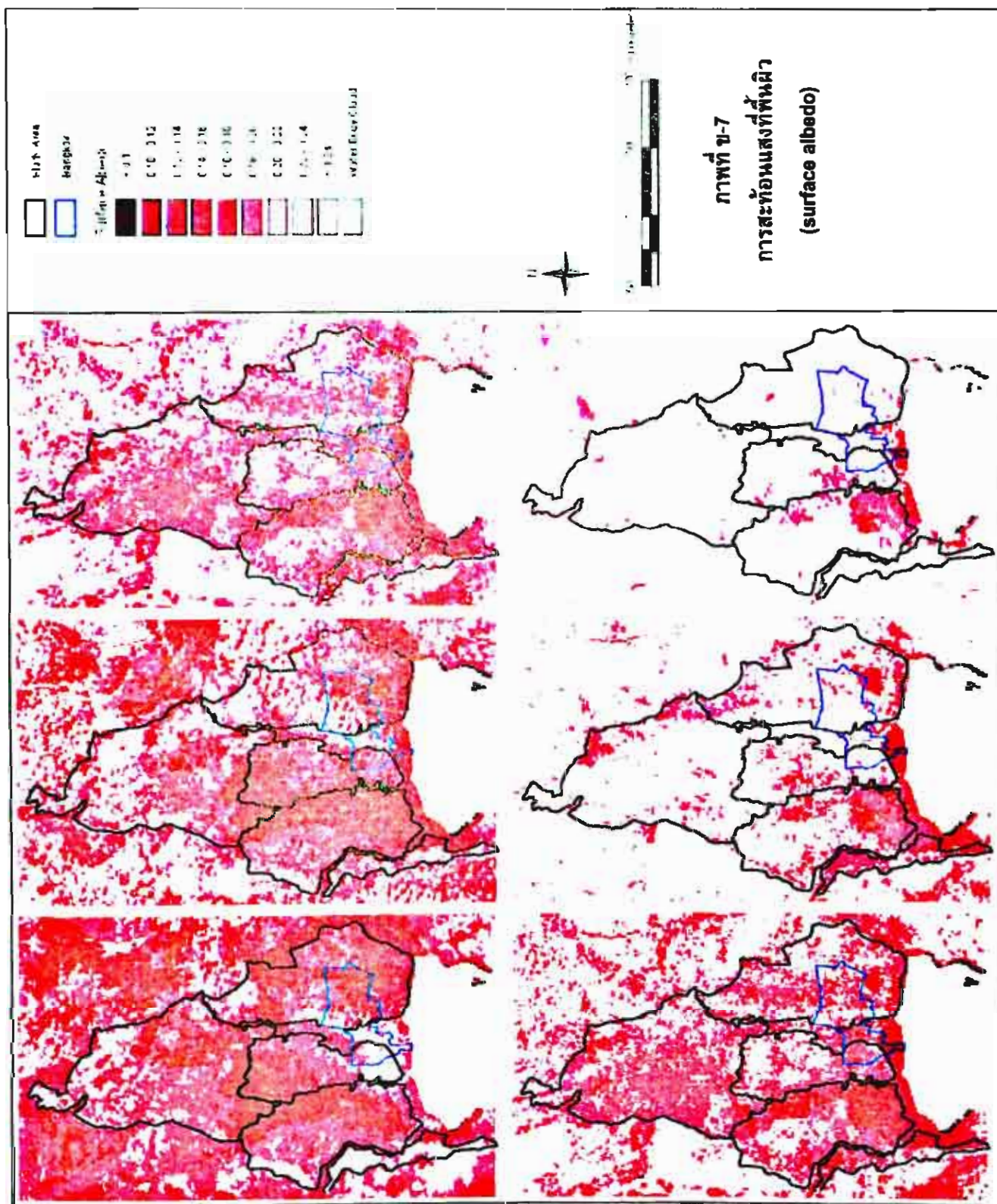
ภาพที่ ข-5 การเปลี่ยนแปลงเฉลี่ยของดัชนีพืชพรรณ (NDVI) แยกตามกลุ่มของโครงการชลประทานหลัก

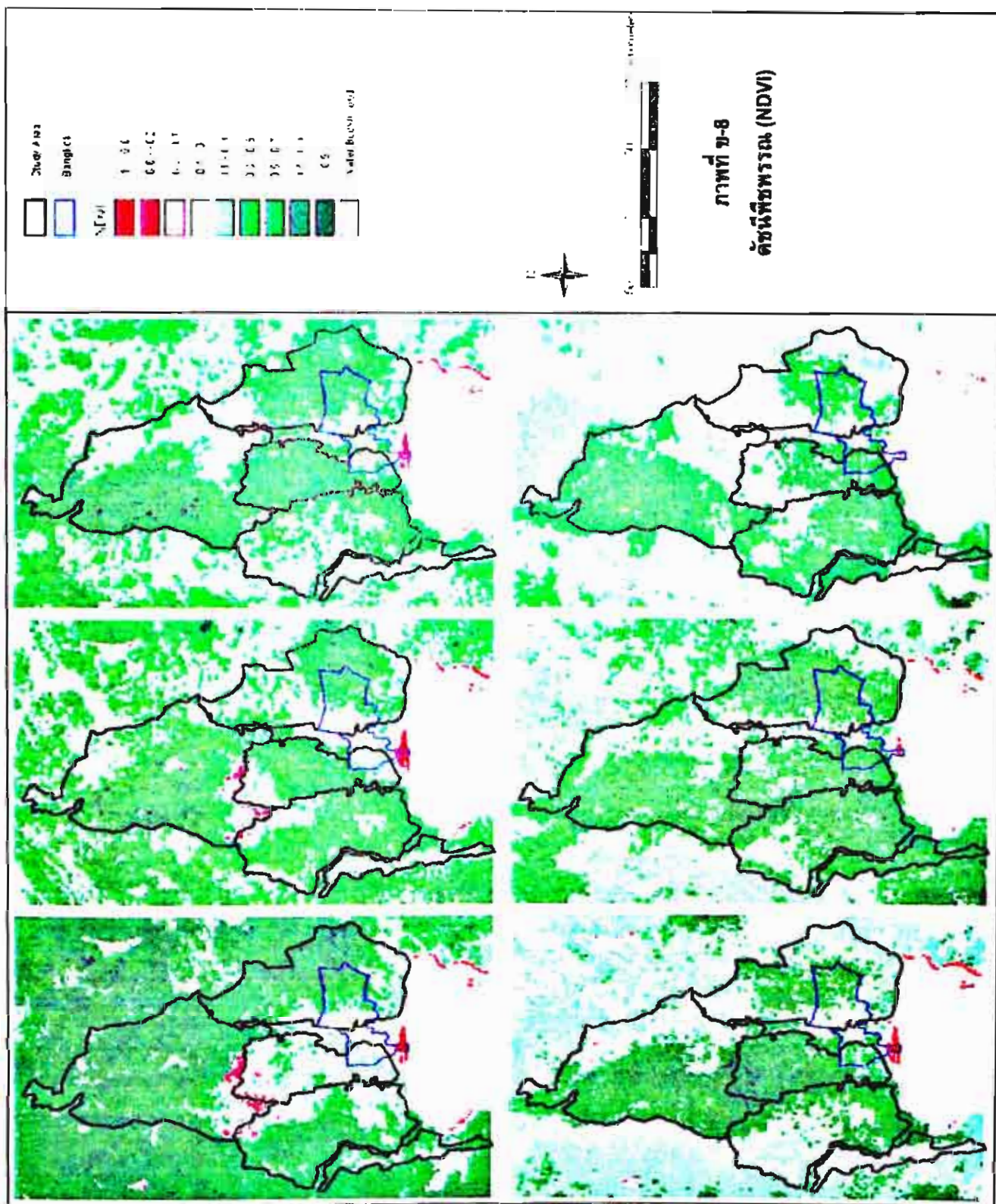
ตารางที่ ข-4 อุณหภูมิพื้นผิว (surface temperature) แยกตามกลุ่มของโครงการชลประทานหลัก

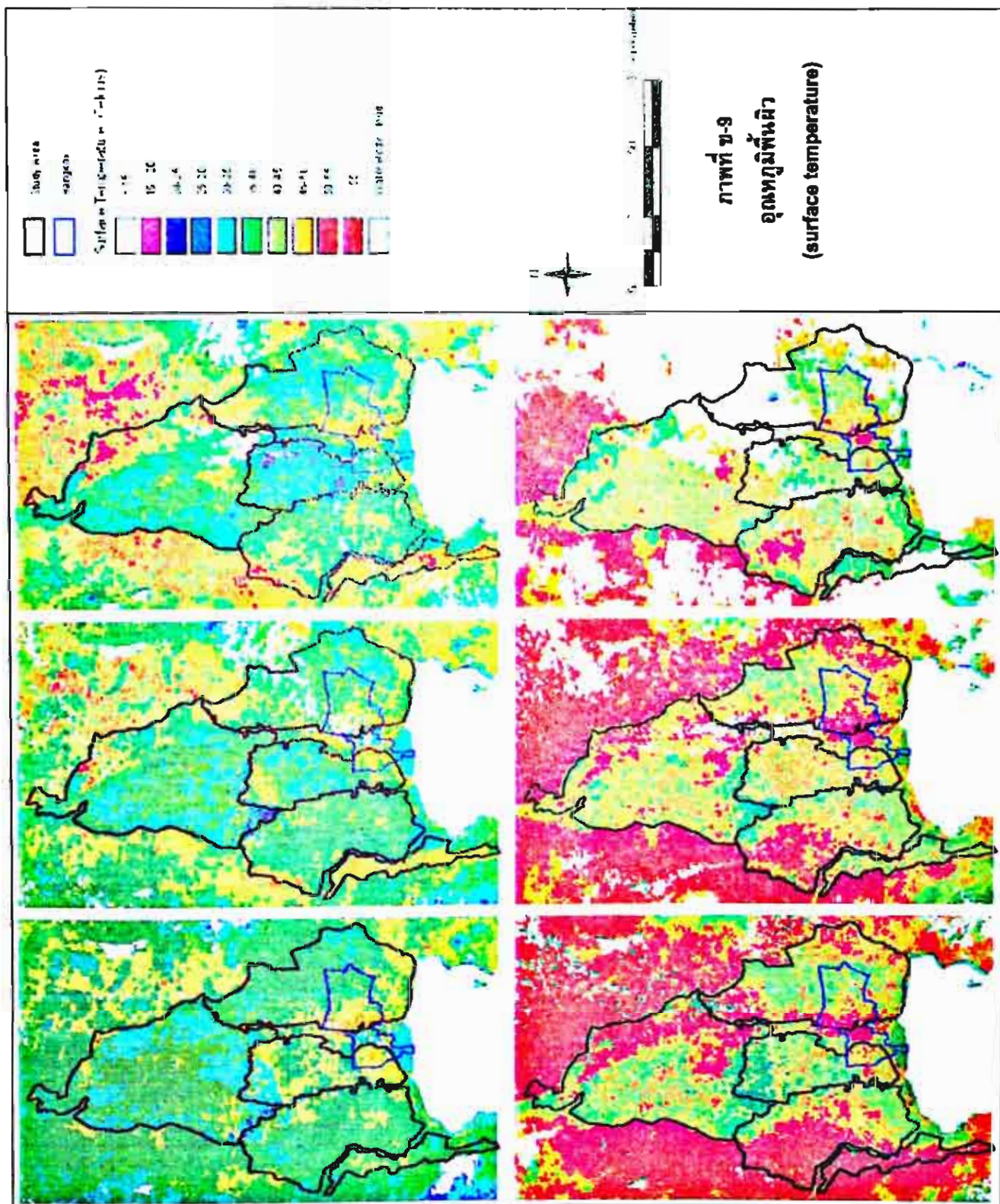
DATE	Surface Temperature, Ts (°C)				
	Upper Chao Phraya	Lower Chao Phraya East Bank	Lower Chao Phraya West Bank	Mae Klong Left Bank	Mae Klong Right Bank
29 Nov 01	36.08	38.87	39.50	37.64	37.72
27 Dec 01	37.00	38.92	37.34	37.89	41.73
30 Jan 02	38.56	38.54	34.29	39.65	44.20
28 Feb 02	46.55	46.26	42.96	49.68	52.19
27 Mar 02	46.38	47.22	45.34	47.20	45.30
22 Apr 02	43.62	43.70	43.19	44.89	40.18



ภาพที่ ข-6 การเปลี่ยนแปลงเฉลี่ยของอุณหภูมิพื้นผิว
แยกตามกลุ่มของโครงการชลประทานหลัก





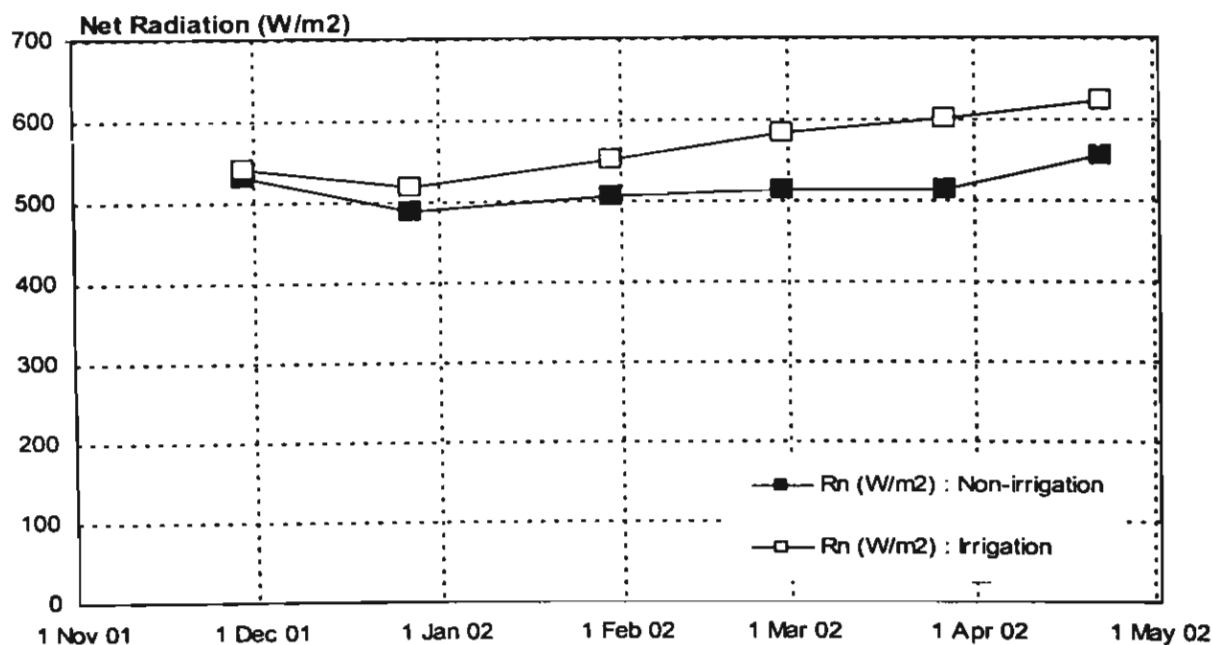


ข.2 พารามิเตอร์ของสมดุลพลังงาน

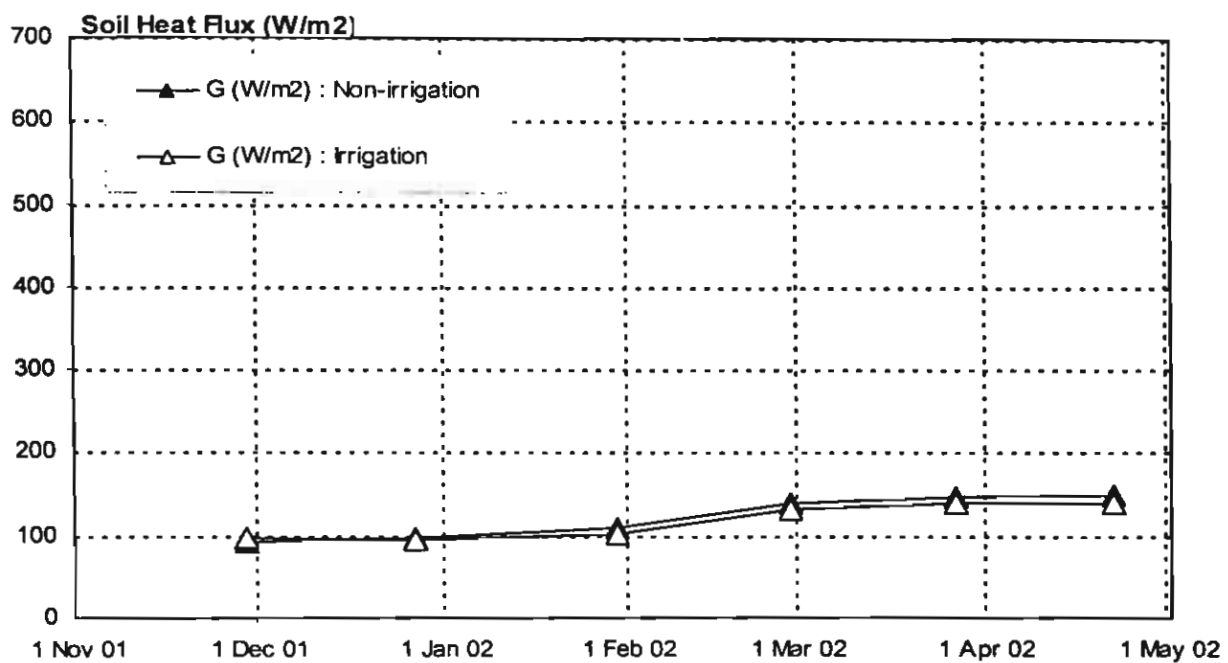
พารามิเตอร์ของสมการสมดุลพลังงานประกอบไปด้วย พลังงานรังสีแสงอาทิตย์สุทธิ (net radiation, R_n), พลังงานความร้อนที่ถ่ายเทลงดิน (soil heat flux, G_o), พลังงานความร้อนที่ถ่ายเทให้อากาศ (sensible heat flux, H) และ พลังงานความร้อนแฝงสำหรับการระเหย (latent heat flux of evaporation, $\lambda \cdot E$)

ตารางที่ ข-5 ค่าพารามิเตอร์ของสมการสมดุลพลังงาน
จำแนกตามพื้นที่ในเขตชลประทาน (irrigation) และนอกเขตชลประทาน (non-irrigation)

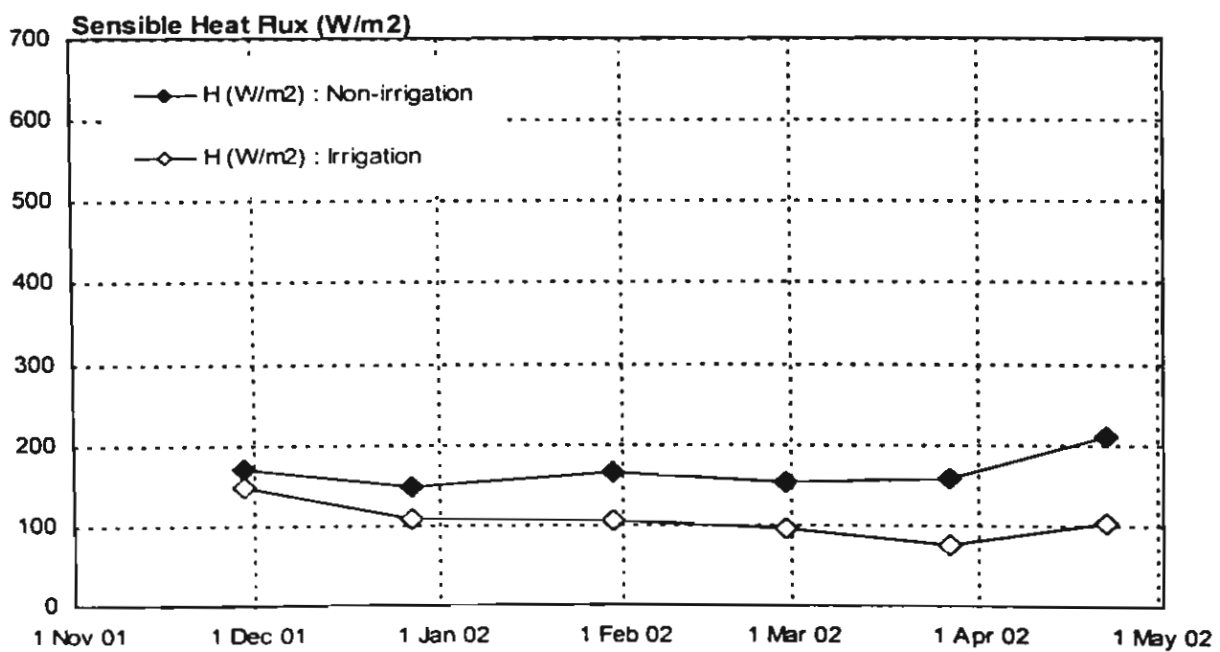
DATE	Rn (W/m2)		G (W/m2)		H (W/m2)	
	Non-irrigation	Irrigation	Non-irrigation	Irrigation	Non-irrigation	Irrigation
29 Nov 01	530.86	539.56	92.81	96.68	168.46	147.50
27 Dec 01	488.19	518.19	96.41	94.39	147.52	107.17
30 Jan 02	503.84	549.94	108.50	101.66	163.55	104.91
28 Feb 02	512.32	583.63	139.17	132.61	151.08	94.67
27 Mar 02	511.48	599.47	146.33	138.66	157.12	75.38
22 Apr 02	554.74	622.34	149.75	137.81	210.04	101.99



ภาพที่ ข-10 การเปลี่ยนแปลงเฉลี่ยของพลังงานรังสีแสงอาทิตย์สุทธิ
จำแนกตามพื้นที่ในเขตชลประทาน (irrigation) และนอกเขตชลประทาน (non-irrigation)



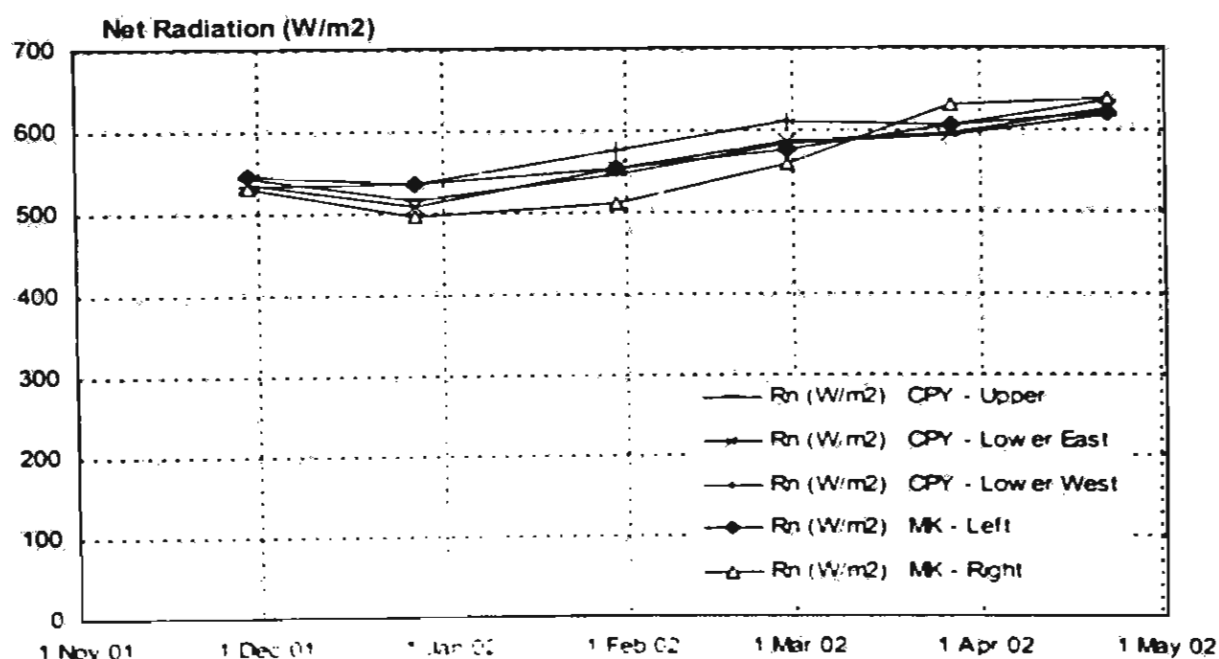
ภาพที่ ข-11 การเปลี่ยนแปลงเฉลี่ยของพลังงานที่ถ่ายเทลงดิน
จำแนกตามพื้นที่ในเขตชลประทาน (irrigation) และนอกเขตชลประทาน (non-irrigation)



ภาพที่ ข-12 การเปลี่ยนแปลงเฉลี่ยของพลังงานที่ถ่ายเทสู่อากาศ
จำแนกตามพื้นที่ในเขตชลประทาน (irrigation) และนอกเขตชลประทาน (non-irrigation)

ตารางที่ ข-6 พลังงานรังสีแสงอาทิตย์สุทธิ แยกตามกลุ่มของโครงการชลประทานหลัก

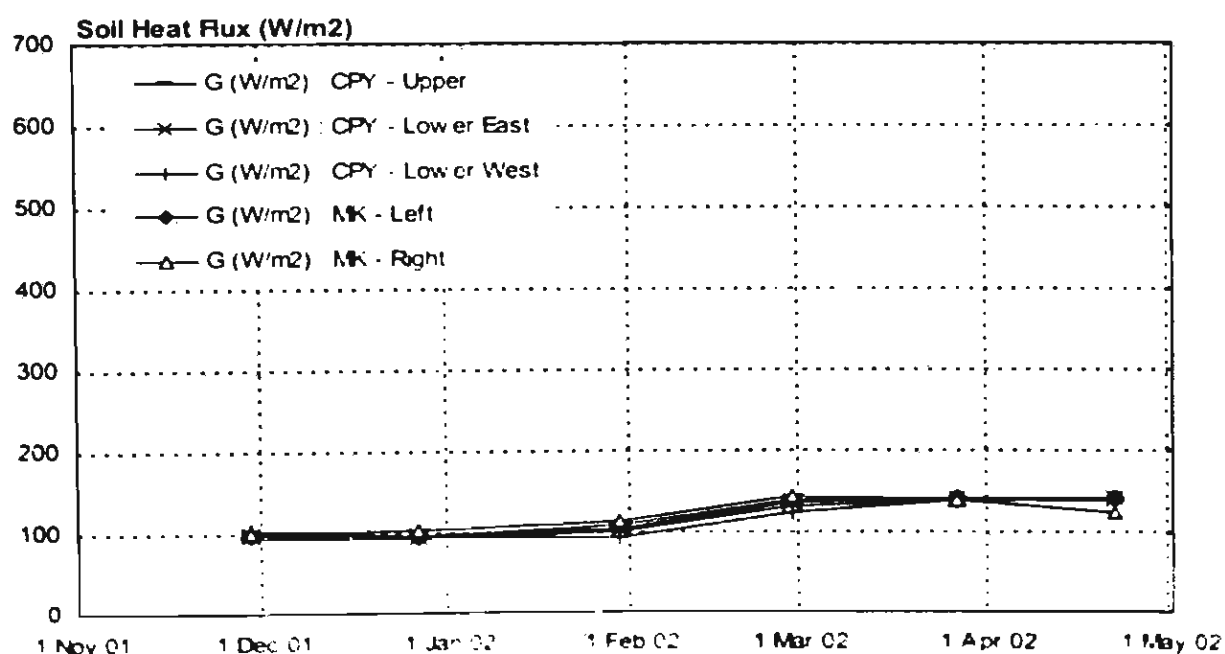
DATE	Net Radiation, Rn (W/m ²)				
	Upper Chao Phraya	Lower Chao Phraya East Bank	Lower Chao Phraya West Bank	Mae Klong Left Bank	Mae Klong Right Bank
29 Nov 01	542.48	536.09	532.72	545.40	528.88
27 Dec 01	513.81	507.02	533.81	533.89	495.59
30 Jan 02	544.21	551.54	574.16	551.76	510.61
28 Feb 02	581.95	585.20	610.79	573.82	557.76
27 Mar 02	592.41	595.32	604.34	606.15	630.28
22 Apr 02	617.16	624.96	634.49	619.75	636.88



ภาพที่ ข-13 การเปลี่ยนแปลงเฉลี่ยของพลังงานรังสีแสงอาทิตย์สุทธิ
แยกตามกลุ่มของโครงการชลประทานหลัก

ตารางที่ ข-7 พลังงานที่ถ่ายเทลงดินแยกตามกลุ่มของโครงการชลประทานหลัก

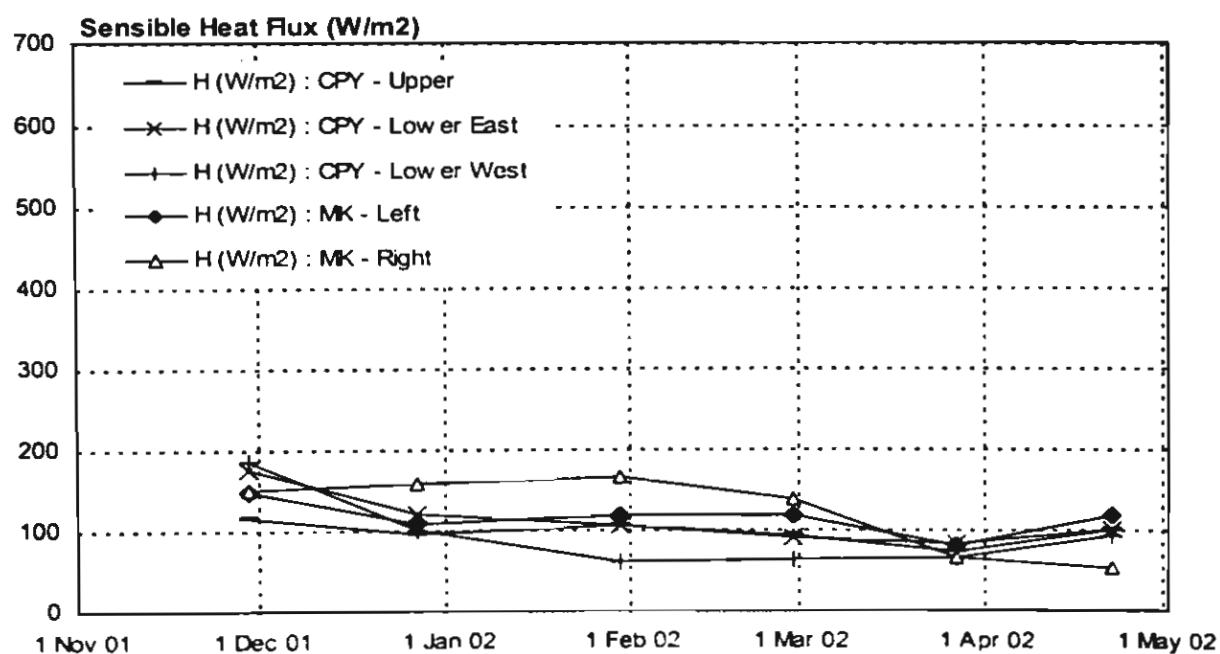
DATE	Soil Heat Flux, G (W/m ²)				
	Upper Chao Phraya	Lower Chao Phraya East Bank	Lower Chao Phraya West Bank	Mae Klong Left Bank	Mae Klong Right Bank
29 Nov 01	92.50	97.76	102.61	98.43	99.20
27 Dec 01	91.98	95.69	93.97	95.71	101.70
30 Jan 02	99.19	103.65	93.01	106.36	113.06
28 Feb 02	130.24	135.05	123.71	137.30	142.32
27 Mar 02	137.37	140.57	137.99	139.41	137.04
22 Apr 02	137.33	139.60	138.56	139.51	122.28



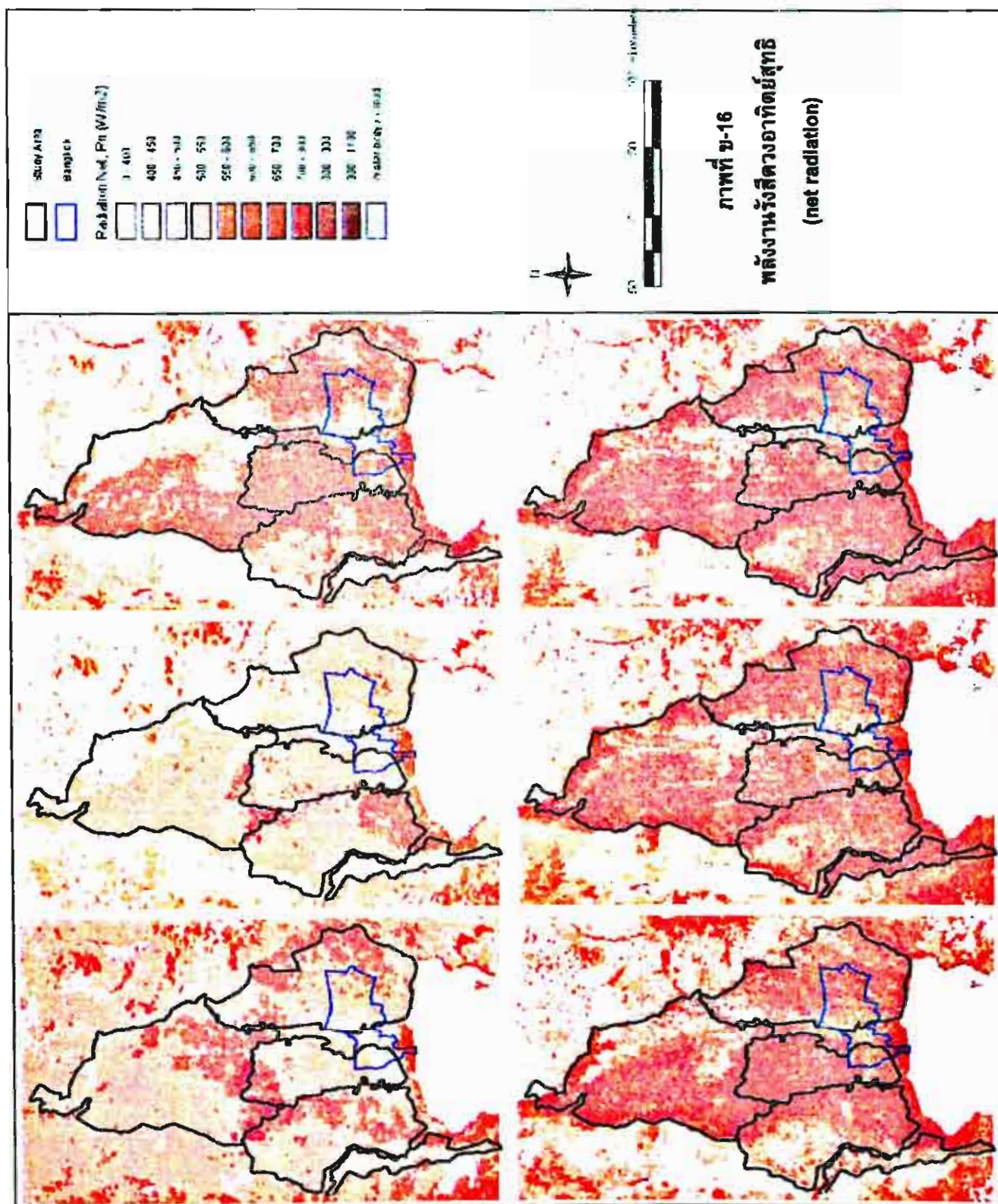
ภาพที่ ข-14 การเปลี่ยนแปลงเฉลี่ยของพลังงานที่ถ่ายเทลงดิน
แยกตามกลุ่มของโครงการชลประทานหลัก

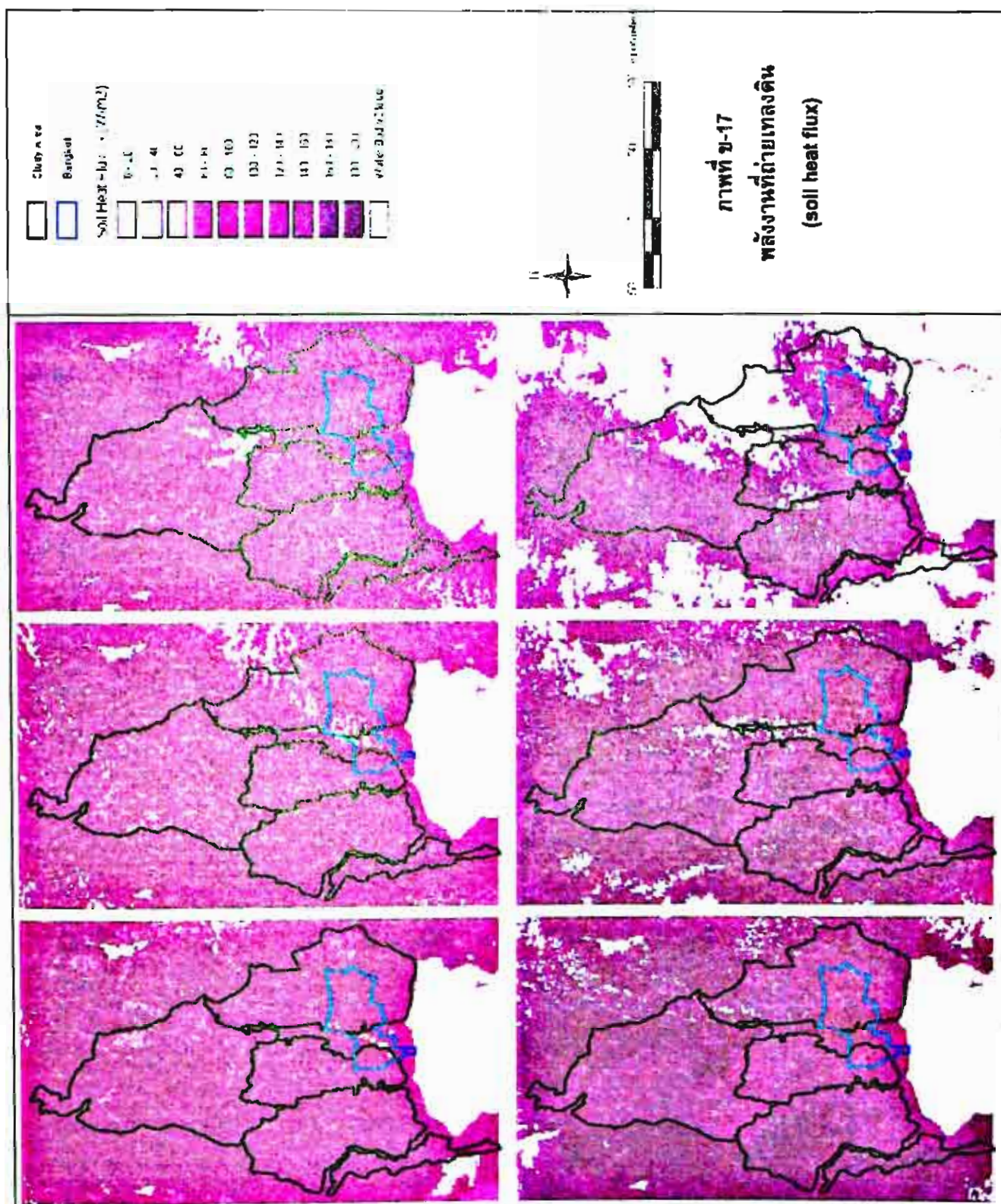
ตารางที่ ข-8 พลังงานที่ถ่ายเทสู่อากาศแยกตามกลุ่มของโครงการชลประทานหลัก

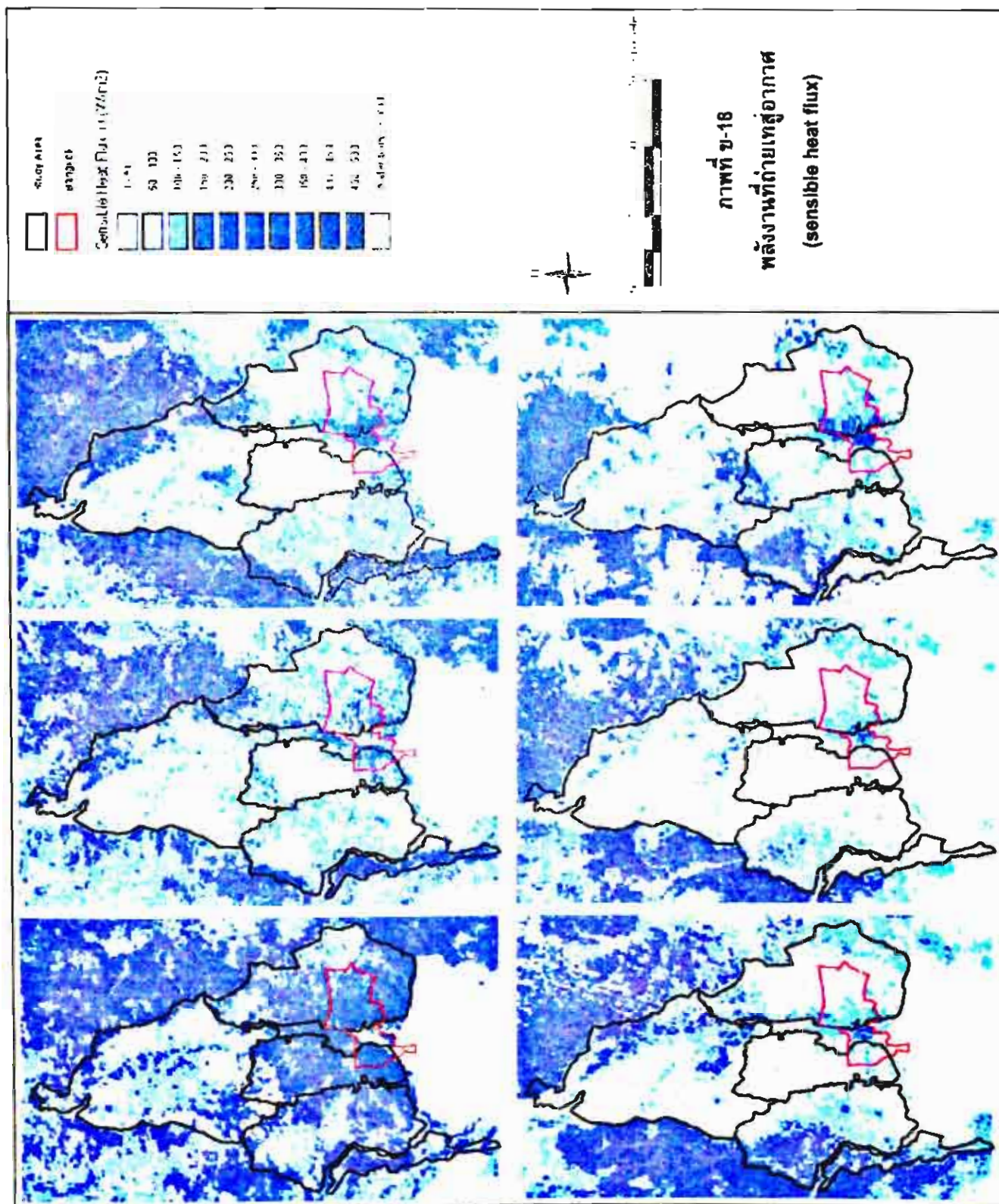
DATE	Sensible Heat Flux, H (W/m ²)				
	Upper Chao Phraya	Lower Chao Phraya East Bank	Lower Chao Phraya West Bank	Mae Klong Left Bank	Mae Klong Right Bank
29 Nov 01	113.95	175.60	186.23	147.83	150.62
27 Dec 01	94.88	120.44	99.06	107.04	157.92
30 Jan 02	106.21	105.40	58.81	117.50	165.37
28 Feb 02	91.64	88.90	62.18	117.43	137.19
27 Mar 02	73.64	81.36	64.07	81.10	64.24
22 Apr 02	100.35	100.64	93.64	117.53	53.49



ภาพที่ ข-15 การเปลี่ยนแปลงเฉลี่ยของพลังงานที่ถ่ายเทสู่อากาศ
แยกตามกลุ่มของโครงการชลประทานหลัก





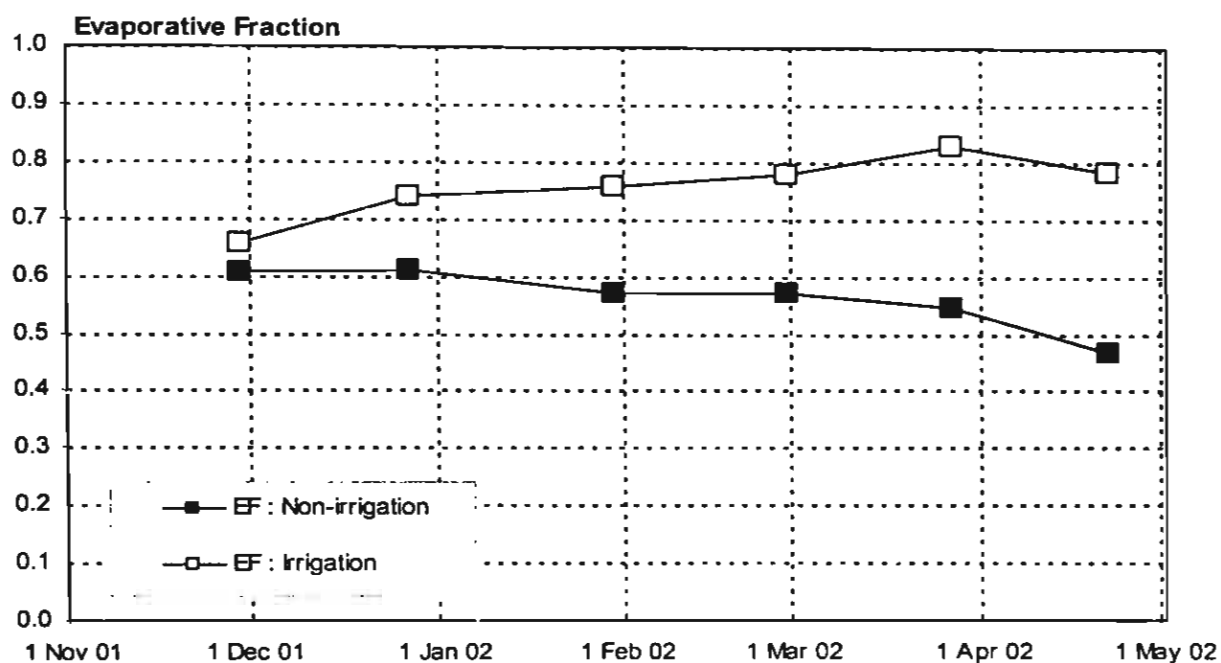


ข.3 สัดส่วนการระเหย

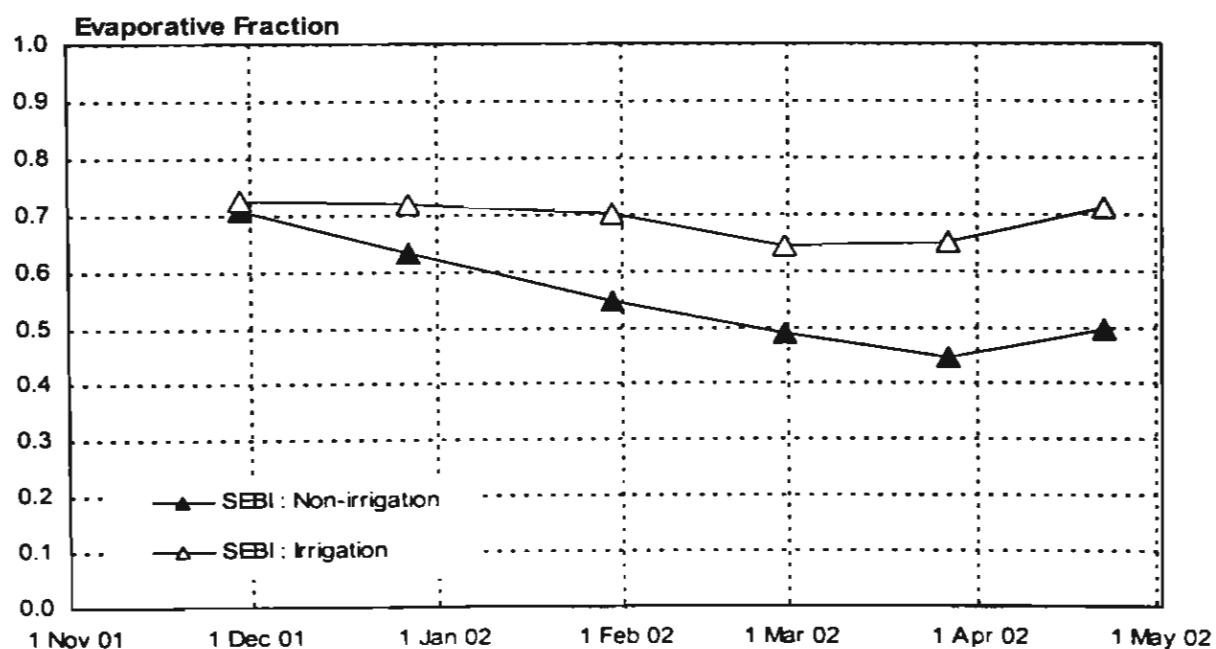
การหาสัดส่วนการระเหยจากสมการสมดุลพลังงาน ได้กระทำตามสองแนวทาง คือ ตามวิธีของ SEBAL (Bastiaanssen et al., 1998) โดยหาเป็นสัดส่วนการระเหย (Evaporative Fraction, EF) และตามวิธีของ SEBI (Menenti & Choudhury, 1993; Roerink et al., 2000) โดยหาเป็นดัชนี สมดุลพลังงาน (Surface Energy Balance Index, SEBI)

ตารางที่ ข-9 ค่าสัดส่วนการระเหย
จำแนกตามพื้นที่ในเขตชลประทาน (irrigation) และนอกเขตชลประทาน (non-irrigation)

DATE	EF		SEBI	
	Non-irrigation	Irrigation	Non-irrigation	Irrigation
29 Nov 01	0.61	0.66	0.71	0.73
27 Dec 01	0.61	0.74	0.63	0.72
30 Jan 02	0.57	0.75	0.54	0.70
28 Feb 02	0.57	0.78	0.49	0.64
27 Mar 02	0.54	0.83	0.44	0.65
22 Apr 02	0.47	0.78	0.50	0.71



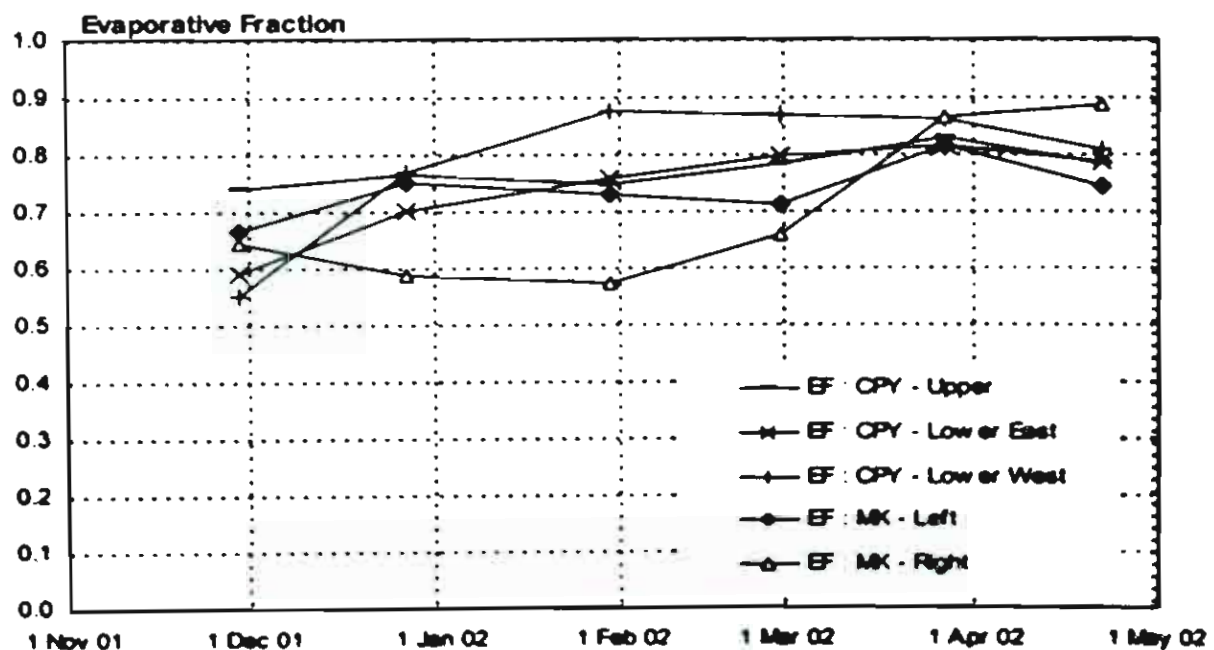
ภาพที่ ข-19 การเปลี่ยนแปลงเฉลี่ยของสัดส่วนการระเหย
จำแนกตามพื้นที่ในเขตชลประทาน (irrigation) และนอกเขตชลประทาน (non-irrigation)



ภาพที่ ข-20 การเปลี่ยนแปลงเฉลี่ยของดัชนีสมดุลพลังงาน SEBI
จำแนกตามพื้นที่ในเขตชลประทาน (irrigation) และนอกเขตชลประทาน (non-irrigation)

ตารางที่ ข-10 สัดส่วนการระเหย (EF) แยกตามกลุ่มของโครงการชลประทานหลัก

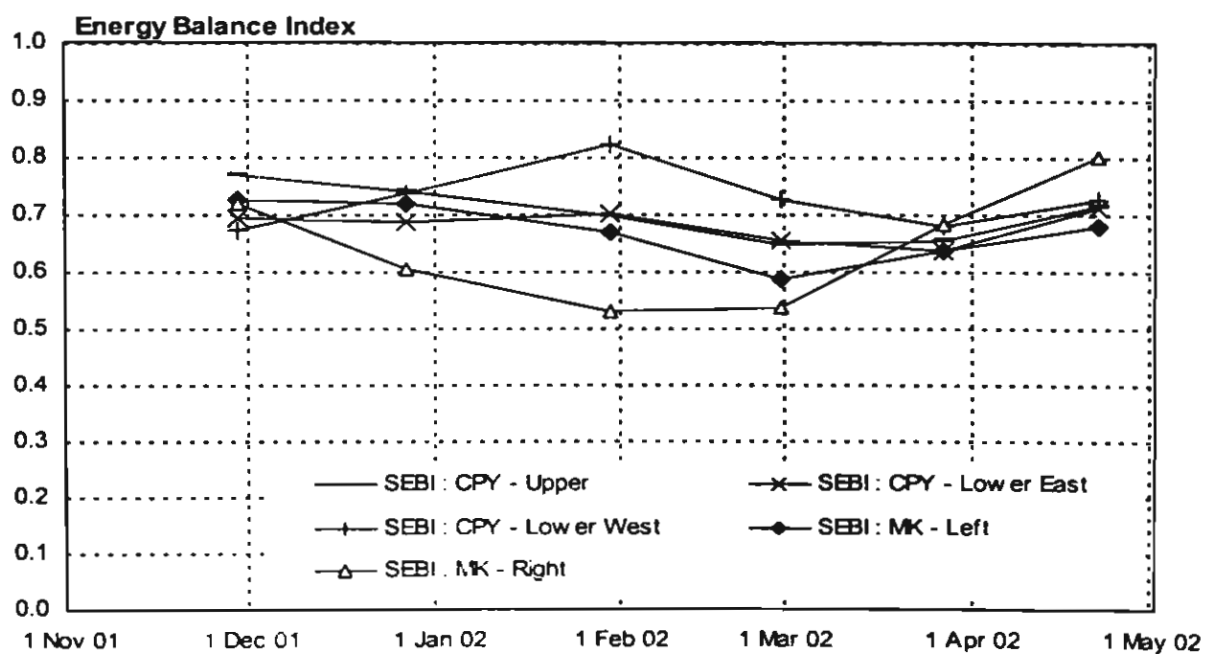
DATE	Evaporative Fraction, EF				
	Upper Chao Phraya	Lower Chao Phraya East Bank	Lower Chao Phraya West Bank	Mae Klong Left Bank	Mae Klong Right Bank
29 Nov 01	0.74	0.59	0.55	0.68	0.64
27 Dec 01	0.76	0.70	0.77	0.75	0.59
30 Jan 02	0.75	0.76	0.87	0.73	0.57
28 Feb 02	0.78	0.80	0.87	0.71	0.66
27 Mar 02	0.83	0.81	0.86	0.81	0.80
22 Apr 02	0.78	0.79	0.81	0.74	0.89



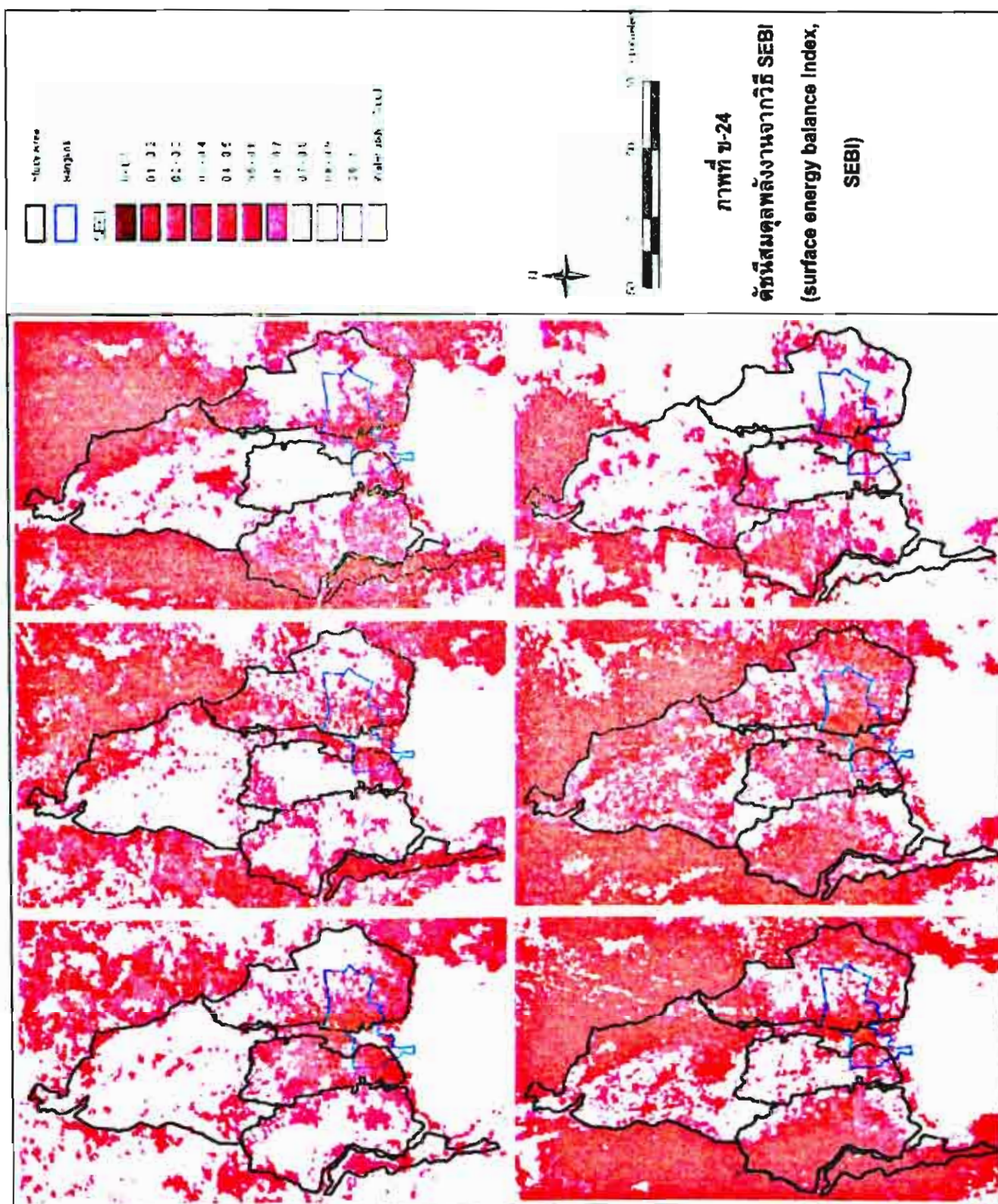
ภาพที่ ข-21 การเปลี่ยนแปลงเฉลี่ยของสัดส่วนการระเหย (EF)
แยกตามกลุ่มของโครงการชลประทานหลัก

ตารางที่ ข-11 ดัชนีสมดุลพลังงาน (SEBI) แยกตามกลุ่มของโครงการชลประทานหลัก

DATE	Surface Energy Balance Index, SEBI				
	Upper Chao Phraya	Lower Chao Phraya East Bank	Lower Chao Phraya West Bank	Mae Klong Left Bank	Mae Klong Right Bank
29 Nov 01	0.77	0.69	0.67	0.73	0.72
27 Dec 01	0.74	0.69	0.74	0.72	0.60
30 Jan 02	0.70	0.70	0.82	0.67	0.53
28 Feb 02	0.65	0.65	0.72	0.59	0.54
27 Mar 02	0.65	0.64	0.68	0.64	0.68
22 Apr 02	0.71	0.71	0.73	0.68	0.80



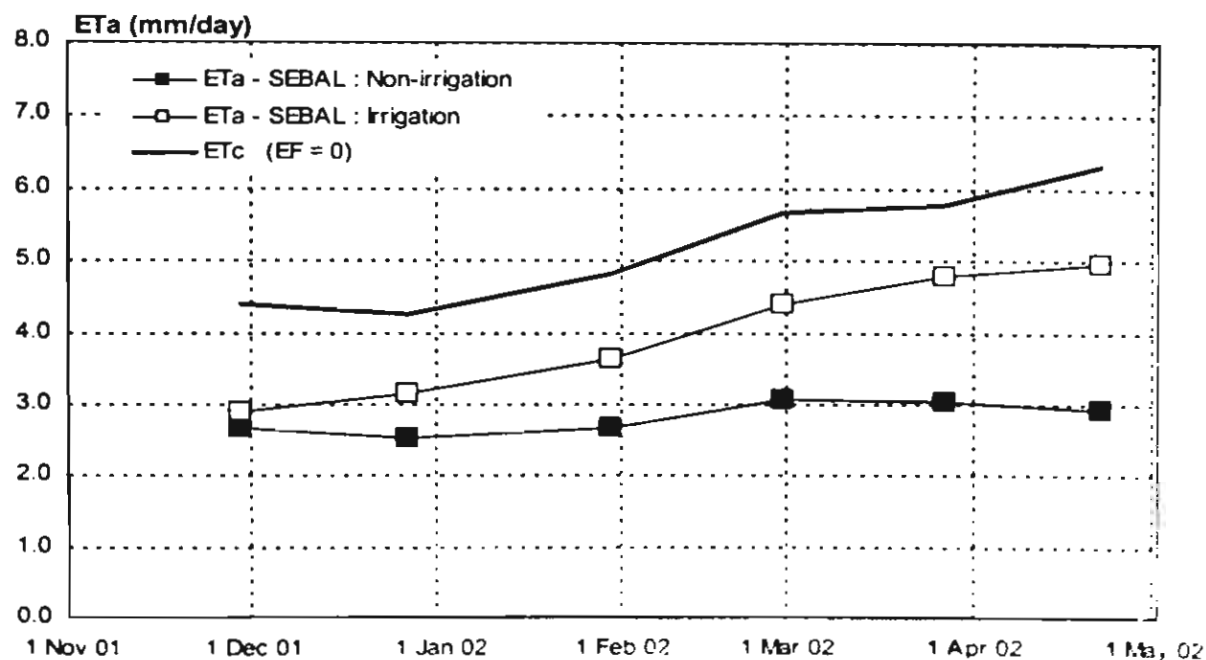
ภาพที่ ข-22 การเปลี่ยนแปลงเฉลี่ยของดัชนีสมดุลพลังงาน (SEBI) แยกตามกลุ่มของโครงการชลประทานหลัก



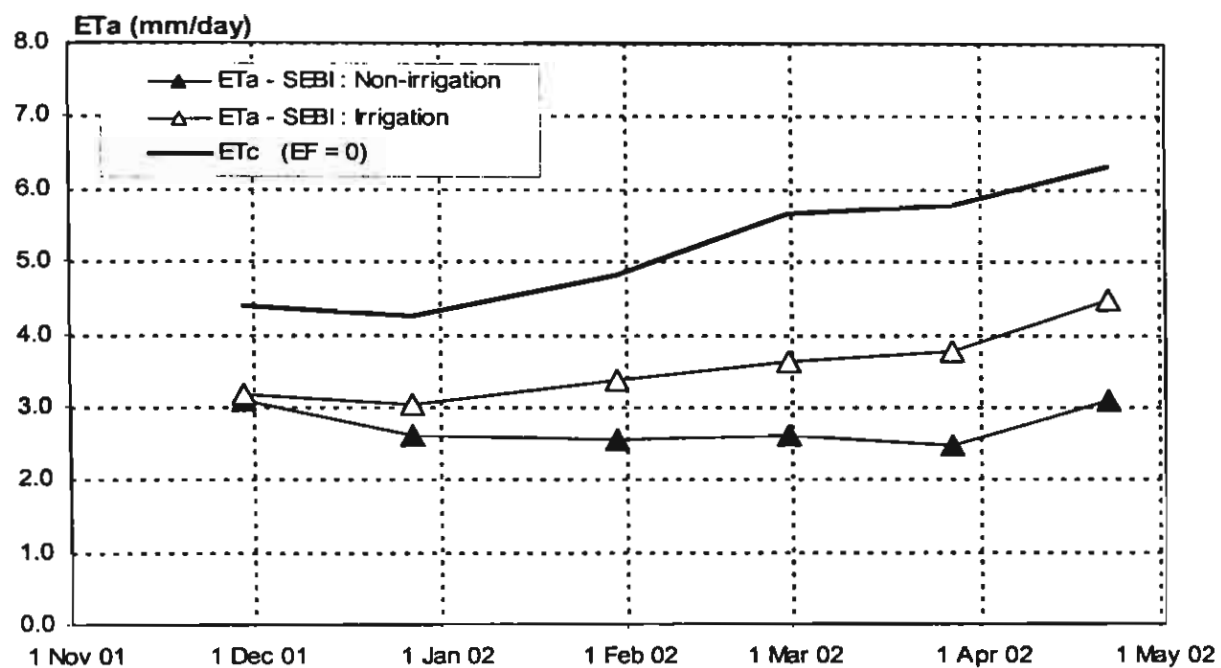
ข.4 การระเหยของน้ำ

ตารางที่ ข-12 อัตราการระเหยจริง (actual evapotranspiration)
จำแนกตามพื้นที่ในเขตชลประทาน (irrigation) และนอกเขตชลประทาน (non-irrigation)

DATE	ETa - SEBAL (mm/day)		ETa - SEBI (mm/day)	
	Non-irrigation	Irrigation	Non-irrigation	Irrigation
29 Nov 01	2.65	2.87	3.09	3.18
27 Dec 01	2.51	3.12	2.59	3.03
30 Jan 02	2.67	3.62	2.54	3.36
28 Feb 02	3.07	4.39	2.61	3.62
27 Mar 02	3.02	4.78	2.45	3.75
22 Apr 02	2.90	4.94	3.07	4.48



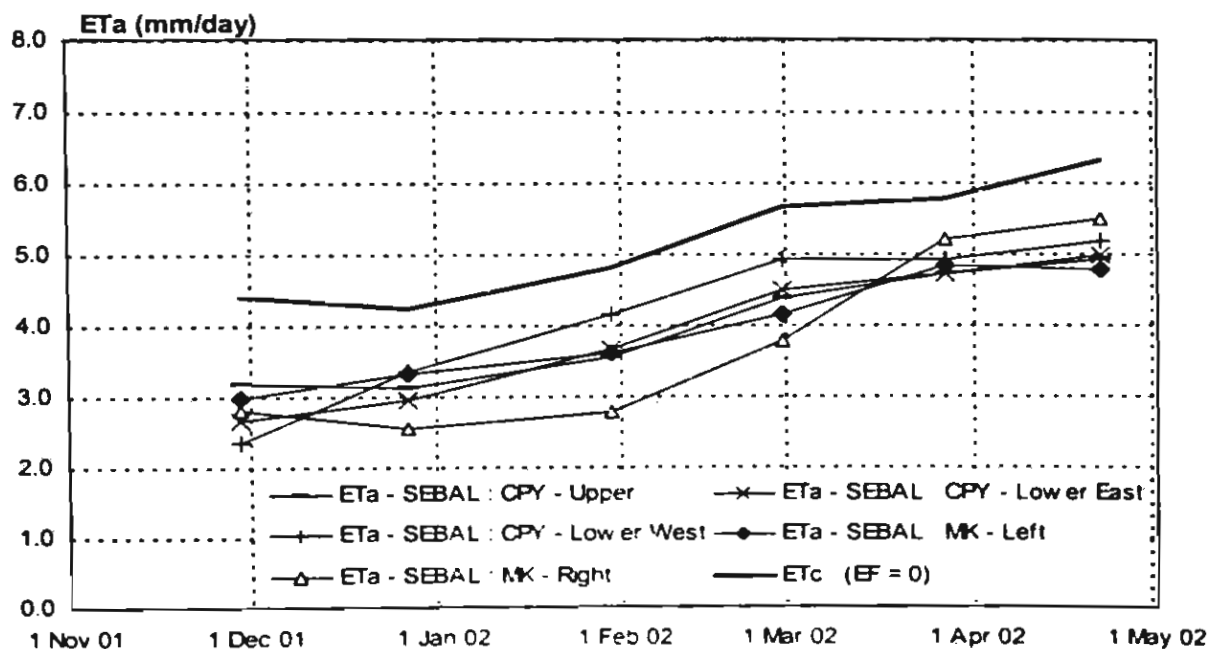
ภาพที่ ข-25 การเปลี่ยนแปลงเฉลี่ยของอัตราการระเหยจริงโดยวิธี SEBAL
จำแนกตามพื้นที่ในเขตชลประทาน (irrigation) และนอกเขตชลประทาน (non-irrigation)



ภาพที่ ข-26 การเปลี่ยนแปลงเฉลี่ยของอัตราการระเหยจริงโดยวิธี SEBI
 จำแนกตามพื้นที่ในเขตชลประทาน (irrigation) และนอกเขตชลประทาน (non-irrigation)

ตารางที่ ข-13 อัตราการระเหยจริงโดยวิธี SEBAL แยกตามกลุ่มของโครงการชลประทานหลัก

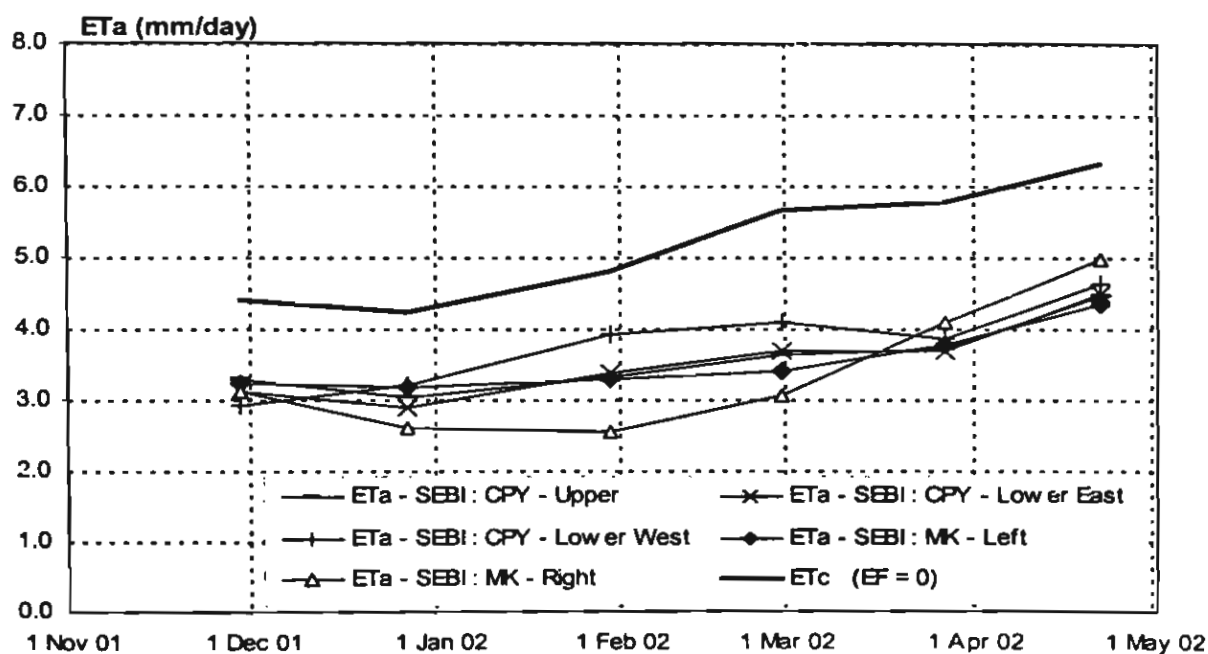
DATE	ETa by SEBAL (mm/day)				
	Upper Chao Phraya	Lower Chao Phraya East Bank	Lower Chao Phraya West Bank	Mae Klong Left Bank	Mae Klong Right Bank
29 Nov 01	3.16	2.66	2.36	2.96	2.80
27 Dec 01	3.12	2.95	3.35	3.32	2.54
30 Jan 02	3.54	3.65	4.15	3.59	2.76
28 Feb 02	4.37	4.48	4.92	4.14	3.78
27 Mar 02	4.70	4.71	4.91	4.82	5.20
22 Apr 02	4.90	4.97	5.16	4.76	5.48



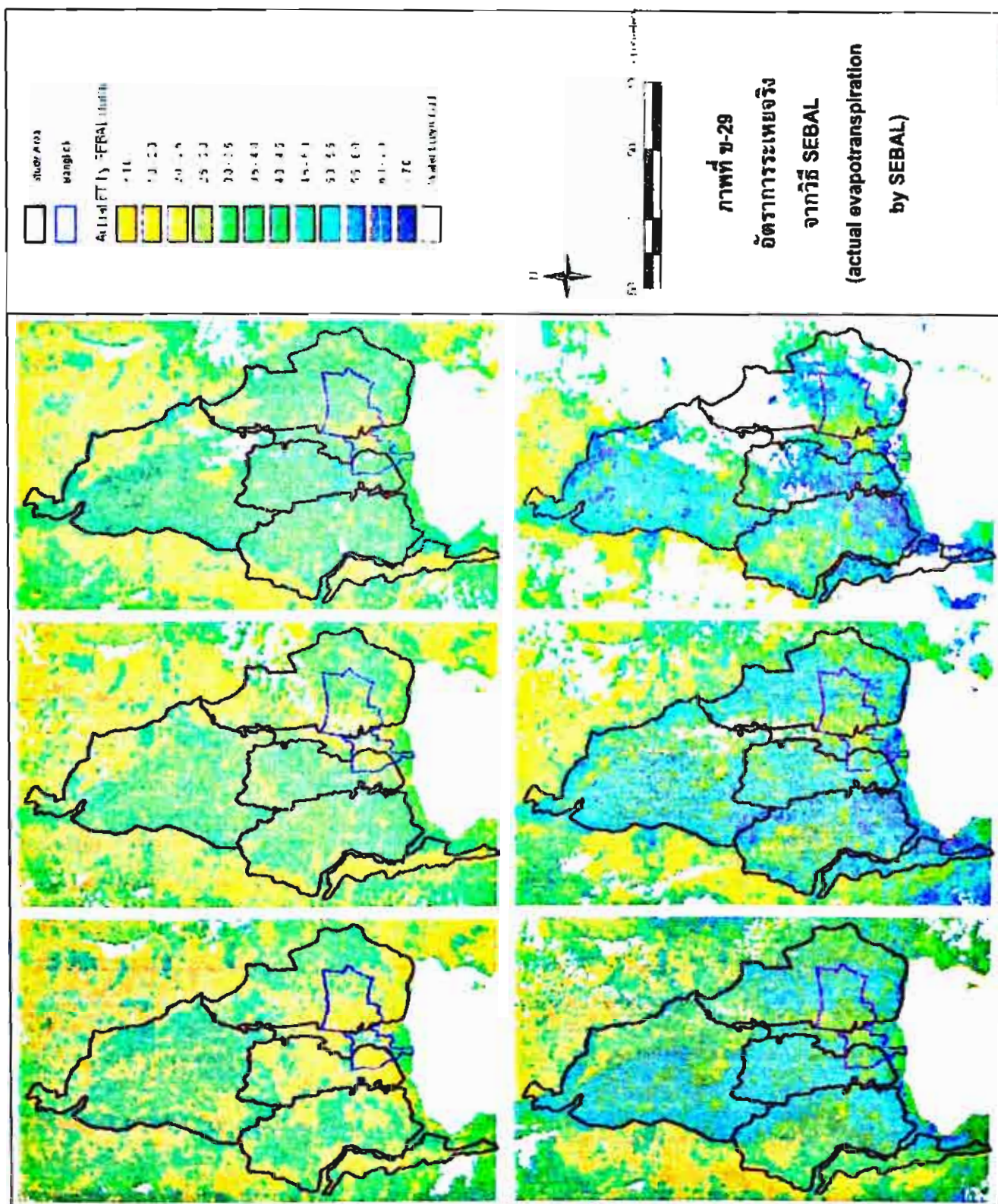
ภาพที่ ข-27 การเปลี่ยนแปลงเฉลี่ยของอัตราการระเหยจริงหาโดยวิธี SEBAL แยกตามกลุ่มของโครงการชลประทานหลัก

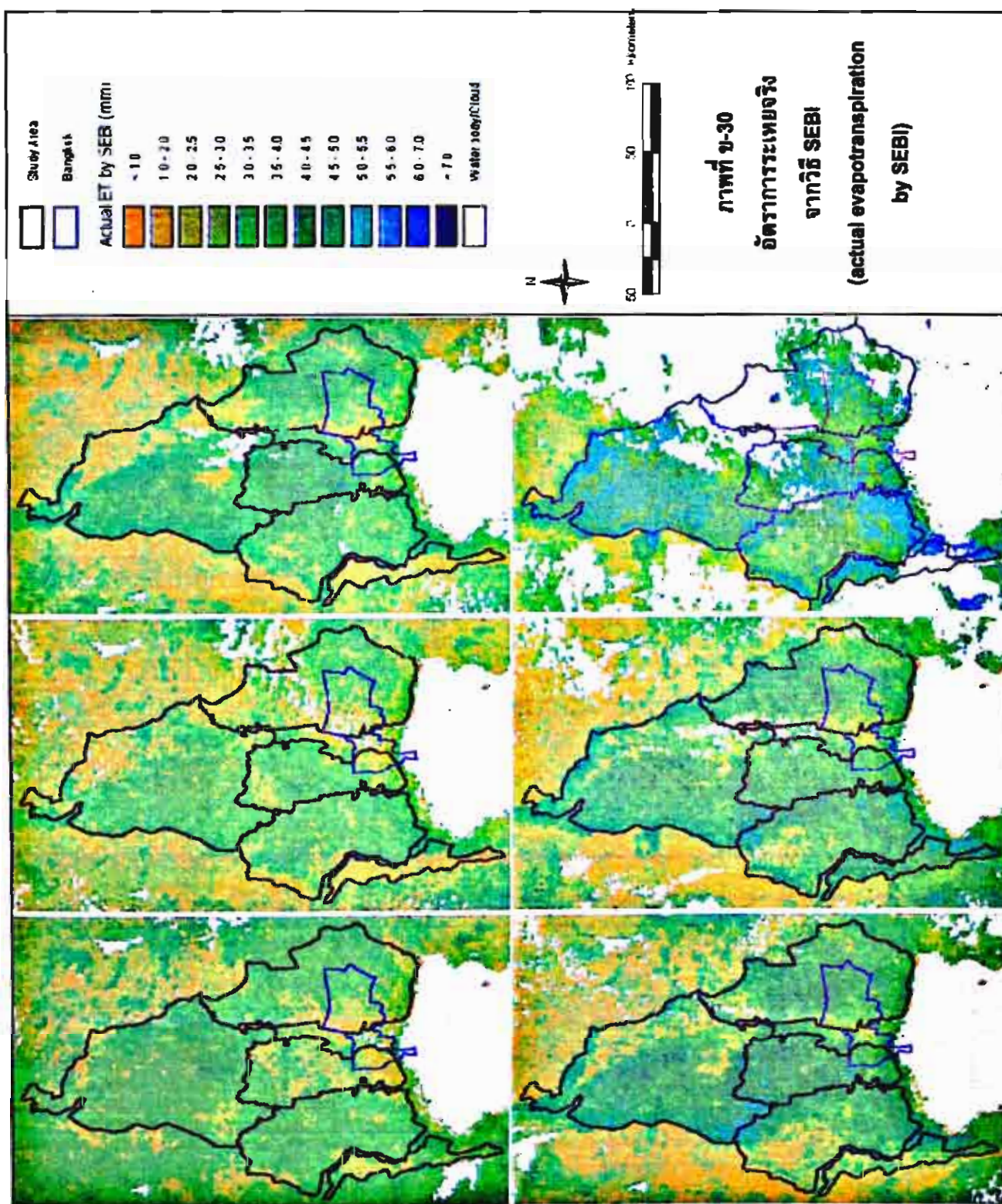
ตารางที่ ข-14 อัตราการระเหยจริงโดยวิธี SEBI แยกตามกลุ่มของโครงการชลประทานหลัก

DATE	ETa by SEBI (mm/day)				
	Upper Chao Phraya	Lower Chao Phraya East Bank	Lower Chao Phraya West Bank	Mae Klong Left Bank	Mae Klong Right Bank
29 Nov 01	3.29	3.12	2.91	3.24	3.13
27 Dec 01	3.02	2.90	3.20	3.18	2.61
30 Jan 02	3.30	3.37	3.90	3.28	2.55
28 Feb 02	3.62	3.68	4.09	3.40	3.07
27 Mar 02	3.70	3.68	3.87	3.77	4.09
22 Apr 02	4.46	4.49	4.64	4.34	4.96



ภาพที่ ข-28 การเปลี่ยนแปลงเฉลี่ยของอัตราการระเหยจริงหาโดยวิธี SEBI แยกตามกลุ่มของโครงการชลประทานหลัก





29 พฤศจิกายน 2544	27 ธันวาคม 2544	30 มกราคม 2545	ภาพที่ ข-31 ลำดับการเรียงภาพที่นำเสนอ
28 กุมภาพันธ์ 2545	27 มีนาคม 2545	22 เมษายน 2545	